

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

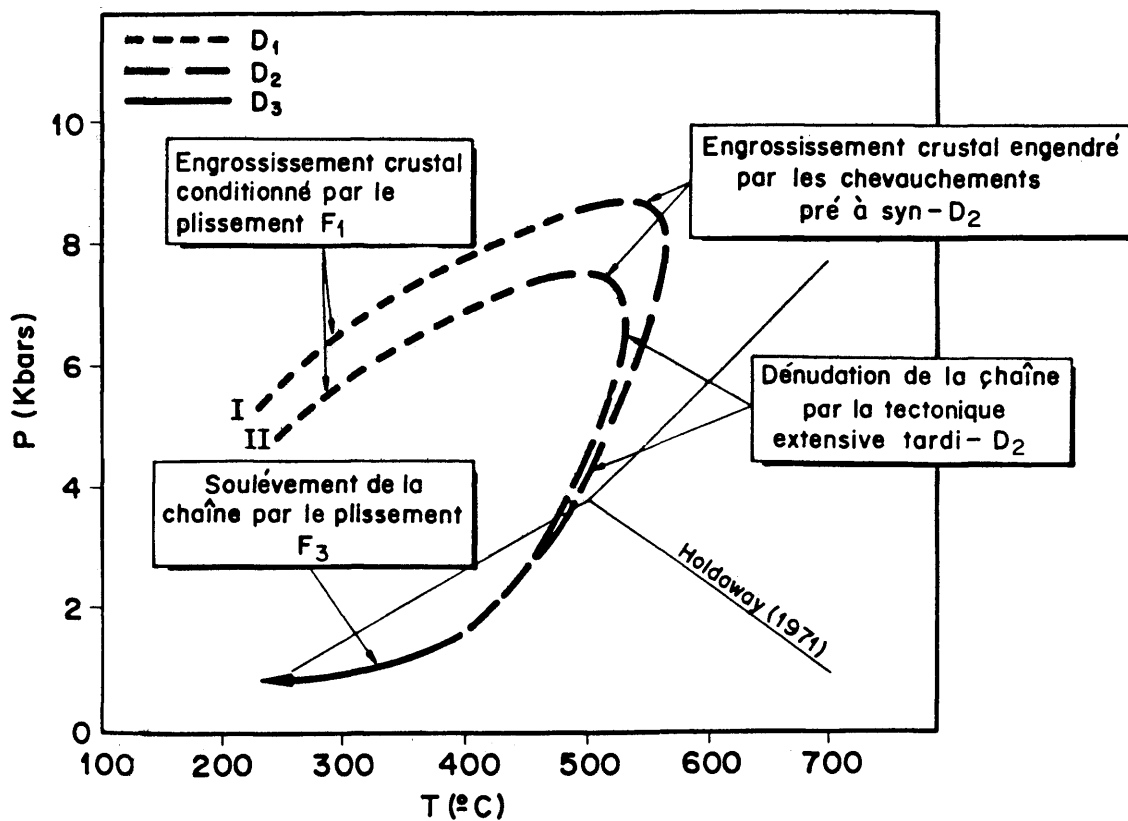
**Evolution tectonothermale du massif Hercynien des
Rehamna (zone centre-mesetienne, Maroc)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Abdel Mouhsine Aghzer

Madrid, 2015

**EVOLUTION TECTONOTHERMALE DU MASSIF HERCYNIEN
DES REHAMNA (ZONE CENTRE-MESETIENNE, MAROC).**



THESE DOCTORALE
PRESENTEE PAR
ABDEL MOUHSINE AGHZER
MADRID, 1994

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier et à exprimer ma gratitude aux personnes qui, par leur compétence, leur soutien moral ou tout simplement par leur amitié, ont contribué à son élaboration.

A **Ricardo Arenas**, mon directeur de thèse, et aussi l'homme de grandes qualités humaines et scientifiques. Je lui suis reconnaissant d'avoir accepté avec enthousiasme de diriger ce travail qu'il a suivi de près avec grand intérêt, et de m'avoir accordé une confiance sans limites durant toutes ces années de recherches.

Depuis que j'ai décidé devenir géologue, j'ai toujours eu un penchant pour les domaines profonds, et c'est en partie grâce à toi Ricardo, je t'en remercie infiniment.

A **Eumenio Ancochea** qui s'est toujours montré disponible et sympathique; je lui suis reconnaissant d'avoir accepté de collaborer à l'encadrement de ce travail.

María Jose Huertas, je ne saurais te témoigner mon amitié; merci infiniment pour ton sourire amical et encourageant, ta gentillesse et ta sympathie.

Norman j. Snelling et son épouse Carmen je n'oublierai jamais votre soutien moral, votre amitié et vos grandes qualités humaines.

Je tiens à remercier **José Louis Brandle, José Gonzalez del Tánago et Floro Díaz García** pour leur gentillesse et leur disponibilité; je n'oublierai pas non plus mes jeunes amis pétrologues **Paco et Jacobo**.

Mes vives remerciements à **José Ramón Martínez Catalán** et à **Javier Escuder Viruete** pour leurs discussions enrichissantes qui ont permis, à la faveur de confrontations d'expériences personnelles en matière de structurale, la progression instructive de ce travail. A titre orientatif, la phase finale de l'étude structurale de ce mémoire a été en partie soutenue par **José Ramón Martínez Catalán** qui s'est toujours montré intéressé, bien que de loin, aux aspects géologiques du fragment hercynien marocain; je te remercie infiniment pour tes corrections de la version finale et pour avoir accepté d'assister, en tant que membre du jury, à la soutenance de ce travail.

Mes remerciements vont également à tous les membres du département et plus particulièrement à **Mercedes García Muñoz**. Je tiens à remercier également la Doyenne de la Faculté des Sciences Géologiques **Mercedes Doval** pour sa présence et son soutien durant les moments difficiles.

Je remercie vivement mes amis marocains **Larbi, Abdel Ghani, Aziz et Addi** pour leur soutien moral permanent.

Mon frère **Soufiane**, je te remercie pour ta compagnie au cours de quelques unes de mes longues excursions de terrain en solitaire.

Nabila je suis incapable de t'exprimer mes remerciements; je te dis tout simplement merci.

Enfin je remercie **Samir, Najoua, Marzouk, mes parents** et, une autre fois de plus, **Ricardo et Nabila** pour leurs sacrifices.

Je dédie ce travail:

à **mes parents,**

à ma soeur **Najoua,**

à **Nabila**

à mes frères **Soufiane et Samir.**

RESUME

L'étude structurale dans le massif des Rehamna a permis de mettre en évidence une importante tectonique extensive tardi- D_2 , syn à post-paroxysme thermique régional, qui est à l'origine d'un amincissement crustal intense traduit par une forte condensation des isogrades. Cette tectonique en extension est surimposée à une tectonique compressive qui a donné lieu à l'engrossissement de ce fragment de chaîne et aux perturbations thermiques régionales responsables de l'évolution métamorphique d'affinité barrovienne. Au cours de la tectonique en compression (stades relativement précoces de la déformation D_2), la nappe des Skhour et les Rehamna orientaux se sont engagés dans des mouvements chevauchants dirigés de l'E à SE vers l'W à NW. La tectonique extensive prend ensuite le relais, assure le retour à l'équilibre de la croûte épaissie et achève la mise en place finale de la nappe des Skhour sur la formation de Kef El Mouneb (auto/para-autochtone), et des Rehamna orientaux sur les Rehamna centraux. Elle a engendré des structures extensives discrètes, parallèles à l'axe de la chaîne et aux structures compressives, et s'est opérée par l'intermédiaire de zones de cisaillement ductiles (Zones de cisaillement de Kef El Mouneb et de Ouled Zednes, et cisaillement d'El Broumi), à caractère de failles normales correspondant à des niveaux de détachement qui ont assuré un effondrement de la chaîne dirigé du SW vers le NE (Z.C.K.M et Z.C.O.Z.) et du NW vers le SE (cisaillement d'El Broumi). L'ensemble des structures compressives et extensives est ensuite affecté par la troisième phase de plissement hercynien qui a contribué, en soulevant la chaîne, au retour à l'équilibre de la croûte, encore peu épaissie, qui est livrée à l'action relativement limitée de l'érosion.

L'intégration des caractéristiques thermiques et structurales a permis de définir deux épisodes tectonothermaux: un épisode M_1 prograde et un autre, M_2 , rétrograde. Le premier épisode comprend trois stades: deux stades $M_{1,1}$ et $M_{1,2}$ définis respectivement par la tectonique compressive contemporaine de l'épaississement crustal régi par la première et les épisodes relativement précoces de la deuxième phases tectoniques, et un autre, $M_{1,3}$, associé aux manifestations précoces de l'amincissement crustal tardi- D_2 . Le deuxième épisode tectonothermal, quant à lui, intègre deux stades $M_{1,4}$ et $M_{1,5}$ qui se sont respectivement opérés lors des phases ultimes de la tectonique extensive, et au cours du soulèvement, combiné à l'action de l'érosion, de la chaîne par le plissement F_3 . Cette subdivision ne prétend pas caractériser les stades de chaque événement tectonothermal comme une manifestation tectonométamorphique ayant un impact thermique d'importance crustale: chaque stade fait, en fait, partie intégrante d'un tout complexe correspondant à un seul cycle métamorphique continu (épisode M_1 ou M_2). Le stade $M_{1,1}$ correspond à un réchauffement compressif conditionné par le plissement F_1 . La foliation de plan axial des plis F_1 est imprimée par des assemblages minéralogiques typiques d'un métamorphisme de moyenne P/T qui a donné lieu à une séquence régionale prograde ayant culminé, en termes de faciès métamorphiques, dans la partie supérieure à moyenne du faciès des amphibolites. Le stade $M_{1,2}$, également compressif, achève la phase de l'engrossissement crustal imputé au régime tectonique en compression. Ses repercussions sur la structure thermique régionale, révélées par l'individualisation d'une zonation métamorphique prograde typiquement barrovienne, se caractérise par des assemblages minéralogiques similaires à ceux du stade antérieur. Le stade $M_{1,3}$ coïncide avec le paroxysme thermique régional. La flèche de déplacement est modérée à ce stade de l'extension crustale comme en attestent, d'une part, l'absence de contrastes thermiques accusés entre les différentes formations tectonostratigraphiques, et d'autre part, le développement d'assemblages métamorphiques similaires à ceux de l'évolution métamorphique antérieure. Les conditions du pic thermique régional sont donc globalement proches de celles, quantifiées par les calculs géothermobarométriques, du stade $M_{1,2}$. Dans la formation des Skhour, celles-ci sont de $492 \pm 5^\circ\text{C}$ à 8.15 ± 0.01 Kbars dans la zone à grenat, et $560 \pm 6^\circ\text{C}$ à 8.65 ± 0.03 Kbars dans la zone à staurotide, alors que dans les Rehamna orientaux, elles sont de $420^\circ\text{C} \pm 10$ à 3.8 ± 0.9 Kbars dans la zone à biotite, $448^\circ\text{C} \pm 7.8$ à 5.52 ± 0.07 Kbars dans la zone à grenat, et $532^\circ\text{C} \pm 28$ à 7 ± 0.05 Kbars dans la zone à staurotide. Ces conditions ont été établis sous des gradients thermiques de $18^\circ\text{C}/\text{Km}$ dans la formation des Skhour et $25^\circ\text{C}/\text{Km}$ dans le secteur oriental. Ces résultats sont conformes à l'étude minéralochimique qui soutient, bien que de manière qualitative, que l'évolution métamorphique prograde est, au plan thermique, plus intense dans la formation des Skhour. Le stade $M_{1,4}$ correspond à un refroidissement décompressif, à pente forte en raison de l'absence de la sillimanite, qui a affecté de manière simultanée l'ensemble des secteurs du massif. L'amincissement crustal, à ce stade de la tectonique extensive, a donné lieu à une forte condensation des isogrades et à une décompression intense initiée à partir d'une profondeur maximale de l'ordre de 24 Km jusqu'à des profondeurs superficielles où il y a apparition d'assemblages métamorphiques de basse pression, associés aux perturbations thermiques locales imputées à la mise en place des granitoïdes syn à tardi-tectoniques. Le stade $M_{1,5}$ est associé à un métamorphisme de basse pression dont l'évolution thermique prend fin dans la partie supérieure du faciès des schistes verts.

En conclusions, l'évolution métamorphique barrovienne du massif des Rehamna est typique d'une portion de croûte moyenne d'une chaîne de collision qui a subi un engrossissement crustal de type homogène, auquel est surimposé un fort amincissement crustal conditionné par un régime tectonique en extension qui a assuré le retour à l'équilibre de la croûte épaissie. A la fin de son évolution tectonothermale, ce fragment de chaîne est soumis à l'action relativement limitée du soulèvement, combinée à l'érosion qui s'est opérée à des pressions basses.

SOMMAIRE

I. OBJECTIFS DU TRAVAIL ET METHODOLOGIE	1
II. CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES GENERALES DU FRAGMENT HERCYNIEN MAROCAIN	
II.1. LES DOMAINES STRUCTURAUX DU MAROC	5
II.1.1. Le domaine rifain	5
II.1.2. Le domaine mésétien	6
II.1.3. Le domaine atlasique	6
II.1.4. Le domaine anti-atlasique	6
II.1.5. Le domaine saharien	7
II.2. LES ZONES STRUCTURALES DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE	8
II.2.1. La zone nord-mésétienne (ou bloc Nord)	9
II.2.2. La zone ouest mésétienne (ou bloc Ouest)	9
II.2.3. La zone mésétienne centrale	10
II.2.4. La zone est-mésétienne	12
II.2.5. La zone sud-mésétienne (ou bloc Sud)	13
II.3. EVOLUTION SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DE LA ZONE MESETIENNE CENTRALE	14
II.3.1. Le substratum	14
II.3.2. La période épiorogénique du Paléozoïque inférieur	14
II.3.3. Formation des bassins du Paléozoïque moyen	15
II.3.4. La période orogénique et tardi-orogénique	16
II.4. MAGMATISME DEVONO-DINANTIEN DE LA ZONE MESETIENNE CENTRALE	19
II.4.1. Magmatisme dinantien du massif des Jbilet	19
II.4.2. Magmatisme dinantien du massif des Rehamna	19
II.4.3. Magmatisme dévono-dinantien de la méséta nord-occidentale	19
II.5. LES GRANITOIDES DE LA ZONE MESETIENNE CENTRALE	22

REFERENCES

III.1. SITUATION ET CADRE GEOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE	27
III.1.1. Situation	27
III.1.2. Cadre géologique	27
III.1.2.1. Les Rehamna occidentaux	27
III.1.2.1. Les Rehamna centraux	29
III.1.2.3. Les Rehamna orientaux	29
III.2. HISTORIQUE	34
III.3. LITHOSTRATIGRAPHIE	37
III.3.1. Rehamna centraux	37
III.3.1.1. Formation des Skhour	38
III.3.1.2. Formation de Kef El Mouneb	39
III.3.2. Rehamna orientaux	40
III.3.2.1. Formation cambro-ordovicienne de Jorf El Ahmar	41
III.3.2.2. Formation dévonienne d'El Broumi-Ouled Hassine	43
III.3.2.3. Formation de Lalla Tittaf	44
III.3.3. La zone de cisaillement de Ouled Zednes	45
III.3.3.1. Formation des calcaires de Ouled Zednes	48
III.4. CARACTERISTIQUES STRUCTURALES	50
III.5. CARACTERISTIQUES DU METAMORPHISME HERCYNIEN	52
III.5.1. Métamorphisme régional	52
III.5.1.1. Répartition et localisation des différentes zones métamorphiques et leur relation avec les struct- ures hercyniennes	52
III.5.1.2. Type, conditions et origine du métamorphisme	54
III.5.2. Métamorphisme de contact associé aux granites tardi-hercyniens	54
III.6. MAGMATISME TARDI ET POST-OROGENIQUE	56
III.6.1. Les granites tardi-hercyniens	56
III.6.2. Les filons de microgranites	57
III.6.3. Les filons de dacitoïdes	57
III.6.4. Les laves autuniennes	58

IV. TECTONIQUE HERCYNIENNE

IV.1.INTRODUCTION	59
IV.2. DEFORMATION HERCYNIENNE POLYPHASEE	59
IV.2.1. Formation des Skhour et Rehamna orientaux	59
IV.2.1.1. Première phase de déformation (D_1)	59
IV.2.1.1.1. Formation des Skhour	59
IV.2.1.1.2. Rehamna orientaux	62
IV.2.1.2. Deuxième phase de déformation (D_2)	64
IV.2.1.2.1. Formation des Skhour	65
IV.2.1.2.2. Rehamna orientaux	66
IV.2.1.3. Troisième phase de déformation (D_3)	68
IV.2.1.3.1. Formation des Skhour	68
IV.2.1.3.2. Rehamna orientaux	73
IV.2.2. Zone de cisaillement de Ouled Zednes (Z.C.O.Z.)	76
IV.2.2.1. Quelques éléments structuraux de la Z.C.O.Z.	76
IV.2.2.2. Structures D_1	76
IV.2.2.3. Structures D_2	77
IV.2.2.4. Structures D_3	79
IV.2.3. Zone de cisaillement de Kef El Mouneb (Z.C.K.M.)	82
IV.3. NATURES ET AGES RELATIFS DES CONTACTS TECTONIQUES	85
IV.3.1. La zone de cisaillement de Kef El Mouneb (Z.C.K.M.)	85
IV.3.2. La zone de cisaillement de Ouled Zednes	89
IV.3.3. Le cisaillement d'El Broumi	92
IV.4. CRITERES DE CISAILLEMENT ET ASYMETRIE DE LA DEFORMATION	94
IV.5. INTERPRETATION DE LA CARTE DES PLANS D'APLATISSEMENT	97
IV.6. INTERPRETATION DE LA CARTE DES LINEATIONS D'ETIREMENT	98
IV.7.CINEMATIQUE GENERALE DES REGIMES TECTONIQUES COMPRESSIF ET EXTENSIF ET CONCLUSIONS GENERALES	100

V. ZONEOGRAPHIE, PETROGRAPHIE, DEFORMATION-BLASTESE, EVOLUTION TECTO- NOMETAMORPHIQUE, ISOGRADES ET ANALYSE DE L'ESPACE REACTIONNEL

V.1. INTRODUCTION	102
V.2. ZONEOGRAPHIE METAMORPHIQUE	102
V.3. PETROGRAPHIE METAMORPHIQUE	105
V.3.1. Introduction	105
V.3.2. Etude pétrographique	107
V.3.2.1. Métapélites et semi-pélites	107
V.3.2.1.1. Caractéristiques pétrographiques	107
V.3.2.2. Métabasites	120
V.3.2.2.1. Métabasites de Ouled Abdellah	120
V.3.2.2.2. Métabasites de Lalla Tittaf et de Ouled Heriz	123
V.3.2.2.3. Métabasites de la Z.C.O.Z.	128
V.3.2.3. Orthogneiss	132
V.3.2.3.1. Caractéristiques pétrographiques	132
V.3.2.4. Roches calco-silicatées	135
V.3.2.4.1. Caractéristiques pétrographiques	135
V.3.2.5. Marbres	139
V.3.2.5.1. Marbres de la formation de Lalla Tittaf	139
V.3.2.5.2. Marbres de la Z.C.O.Z.	140
V.3.2.6. Calcschistes	142
V.3.2.6.2. Caractéristiques pétrographiques	142
V.4. MICROSTRUCTURALE	144
V.4.1. Introduction	144
V.4.2. Relation déformation-blastèse	147
V.4.2.1. Métapélites et semi-pélites	147
V.4.2.1.1. Caractéristiques microstructurales	147
V.4.2.2. Métabasites	178
V.4.2.2.1. Métabasites de Ouled Abdellah	178
V.4.2.2.2. Métabasites de Lalla Tittaf et de Ouled Heriz	180
V.4.2.2.3. Métabasites de la Z.C.O.Z.	183
V.4.2.3. Orthogneiss	186
V.4.2.3.1. Caractéristiques microstructurales	186
V.4.2.4. Roches calco-silicatées	190
V.4.2.4.1. Caractéristiques microstructurales	190
V.4.2.5. Marbres	193
V.4.2.5.1. Caractéristiques microstructurales	193
V.4.2.6. Calcschistes	196

VI.GEOCHIMIE MINERALE

VI.1. INTRODUCTION	213
VI.2. LITHOLOGIES PELITIQUES ET SEMI-PELITIQUES	213
VI.2.1. Grenat	214
VI.2.1.1.Composition	214
VI.2.1.1.1. Grenats contemporains de la déformation D ₁ . .	214
VI.2.1.1.2. Grenats contemporains de la déformation D ₂ . .	216
VI.2.1.2. Zoning	219
VI.2.1.2.1. Introduction	219
VI.2.1.2.2. Grenats contemporains de la déformation D ₁ . .	220
VI.2.1.2.3. Grenats contemporains de la déformation D ₂ . .	225
VI.2.1.2.5. Inversions de la loi du zoning normal sur les bords des grenats	228
VI.2.1.3. Conclusions	234
VI.2.2. Micas blancs potassiques	235
VI.2.2.1. Formation des Skhour	236
VI.2.2.1.1. Micas blancs contemporains de la déformation D ₁	236
VI.2.2.1.2. Micas blancs contemporains de la déformation D ₂	238

VI.2.2.1.3. Conclusions	238
VI.2.2.2. Rehamna orientaux	239
VI.2.2.2.1. Micas blancs contemporains de la déformation D ₁	239
VI.2.2.2.2. Micas blancs contemporains de la déformation D ₂	239
VI.2.2.2.4. Conclusions	241
VI.2.3. Chlorites	243
VI.2.3.1. Chlorites contemporaines de la déformation D ₁	244
VI.2.3.1.1. Formation des Skhour	244
VI.2.3.1.2. Formation de Jorf El Ahmar	244
VI.2.3.2. Chlorites contemporaines de la déformation D ₂	246
VI.2.4. Biotites	249
VI.2.4.1. Biotites contemporaines de la déformation D ₁	251
VI.2.4.2. Biotites contemporaines de la déformation D ₂	251
VI.2.5. Staurotides	252
VI.2.6. Plagioclases	253
VI.2.7. Oxydes de Fe-Ti	255
VI.2.7.1. Oxydes de Fe-Ti contemporains de la déformation D ₁	256
VI.2.7.2. Oxydes de Fe-Ti contemporains de la déformation D ₂	256
VI.2.8. Rutile	259
VI.3. METABASITES	260
VI.3.1. Grenat	260
VI.3.1.1. Compositions et zoning	260
VI.3.1.1.1. Compositions	260
VI.3.1.1.2. Zoning	261
VI.3.2. Amphiboles	263
VI.3.2.1. Métabasites de Lalla Tittaf	263
VI.3.2.2. Métabasites de Ouled Abdellah	264
VI.3.2.3. Substitutions	268
VI.3.2.4. "Gap" de composition entre l'actinote et la hornblende	269
VI.3.2.4.1. Introduction	269
VI.3.2.4.2. Description texturale et caractéristiques chimiques du couple actinote-hornblende	274
VI.3.2.4.3. Conclusions	275
VI.3.3. Biotites	279
VI.3.4. Plagioclases	280
VI.3.5. Oxydes de Fe-Ti	282

VI.3.6. Epidotes	284
VI.4. ROCHES CALCO-SILICATEES	285
VI.4.1. Grenats	285
VI.4.1.1. Compositions et zoning	285
VI.4.1.1.1. Compositions	285
VI.4.1.1.2. Zoning	286
VI.4.2. Amphiboles	288
VI.4.3. Plagioclases	289
VI.4.4. Oxydes de Fe-Ti	291

VII. GEOTHERMOBAROMETRIE, TRAJECTOIRES P-T-t ET EVOLUTION TECTONOTHERMALE

VII.1. INTRODUCTION	292
VII.2. FORMATION DES SKHOUR	293
VII.2.1. Zone à chlorite	293
VII.2.1.1. Thermométrie	293
VII.2.1.1.1. Thermométrie de solvus paragonite-muscovite	293
VII.2.1.2. Barométrie	294
VII.2.1.2.1. Barométrie basée sur le contenu en céladonite des micas blancs potassiques	294
VII.2.2. Zone à biotite	294
VII.2.2.1. Métapélites	294
VII.2.2.1.1. Thermométrie	294
VII.2.2.1.2. Barométrie	295
VII.2.2.2. Métabasites	295
VII.2.3. Zone à grenat	296
VII.2.3.1. Métapélites	296
VII.2.3.1.1. Thermométrie	296
VII.2.3.1.2. Barométrie	300
VII.2.3.2. Métabasites	303
VII.2.3.2.1. Thermobarométrie amphibole-plagioclase	303
VII.2.3.2.2. Barométrie basée sur le contenu en crossite des amphiboles calciques	304
VII.2.3.3. Roches calco-silicatées	304
VII.2.3.3.1. Thermométrie	304

VII.2.3.3.2. Barométrie	305
VII.2.4. Zone à staurotide	306
VII.2.4.1. Thermométrie	306
VII.2.4.1.1. Thermomètre grenat-biotite	306
VII.2.4.1.2. Thermomètre grenat-chlorite	307
VII.2.4.1.3. Thermomètre grenat-muscovite	308
VII.2.4.2. Barométrie	308
VII.2.4.2.1. Baromètre GRIPS	308
VII.3. REHAMNA ORIENTAUX	310
VII.3.1. Zone à chlorite	310
VII.3.1.1. Thermométrie	310
VII.3.1.1.1. Thermométrie de solvus paragonite-muscovite	310
VII.3.1.2. Barométrie	310
VII.3.1.2.1. Barométrie basée sur le contenu en céladonite	
des micas blancs potassiques	310
VII.3.2. Zone à biotite	311
VII.3.2.1. Thermométrie	311
VII.3.2.1.1. Thermométrie de solvus paragonite-muscovite	311
VII.3.2.2. Barométrie	311
VII.3.2.2.1. Barométrie basée sur le contenu en céladonite	
des micas blancs potassiques	311
VII.3.3. Zone à grenat	312
VII.3.3.1. Thermométrie	312
VII.3.3.1.1. Thermomètre grenat-chlorite	312
VII.3.3.1.2. Thermomètre grenat-muscovite	312
VII.3.3.2. Barométrie	313
VII.3.4. Zone à staurotide	315
VII.3.4.1. Métapélites	315
VII.3.4.1.1. Thermométrie	315
VII.3.4.2. Métabasites	317
VII.3.4.2.1. Thermométrie	317
VII.3.4.2.2. Barométrie	319
VII.4. TRAJECTOIRE P-T-t ET EVOLUTION TECTONOTHERMALE	321
VII.4.1. Episode tectonothermal M ₁	321
VII.4.1.1. Formation des Skhour	321
VII.4.1.2. Rehamna orientaux	327
VII.4.2. Episode tectonothermal M ₂	330

VII.4.3. Conclusions	331
VIII. CONCLUSIONS GENERALES	334
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	342
TABLES DES ANALYSES CHIMIQUES	
CARTE DE LOCALISATION DES ECHANTILLONS ANALYSES	

I. OBJECTIFS DU TRAVAIL ET METHODOLOGIE

I. OBJECTIFS DU TRAVAIL ET METHODOLOGIE

L'objectif initial de ce mémoire consistait, conformément aux lignes de recherches du Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Geológicas (U.C.M.) qui sont généralement centrées sur les aspects purement pétrologiques, en l'étude de l'évolution métamorphique du massif hercynien des Rehamna. Cette tendance traditionnelle s'est rompue progressivement au cours de la première année de recherches, et plus précisément dès les premières études bibliographiques sur la géologie régionale du secteur en question; les premières excursions de terrain ont marqué ensuite la rupture définitive et les limites imposées au thème de départ se trouvent étendues pour inclure la tectonique, dont l'intérêt est primordial dans la compréhension des processus orogéniques.

La nécessité d'aborder les aspects structuraux, et donc tectonométamorphiques, se trouve objectivement justifiée par, d'une part, l'association établie dans le massif entre un métamorphisme barrovien et une déformation paroxysmale prédominée par des mouvements transcurrents qui sont en principe contradictoires avec les modèles tectonothermaux actuellement admis pour les ceintures orogéniques, et d'autre part, l'absence apparente de structures régionales syn à post-métamorphiques susceptibles de conditionner la dénudation ou le soulèvement de la chaîne, et donc les conditions thermiques paroxysmales.

Le but de ce travail est donc double: il s'agit d'une approche descriptive des caractéristiques tectoniques générales d'un segment de chaîne en collision, combinée avec une étude détaillée, à la fois descriptive et quantitative, des processus thermiques et pétrologiques du métamorphisme barrovien associé.

L'étude tectonique a pour objet de dégager les caractéristiques fondamentales de la déformation hercynienne, qui ont contrôlé l'évolution thermique de la chaîne. Les buts de cette étude sont donc:

- Une cartographie géologique détaillée à l'échelle 1:25.000 dans laquelle nous avons reconsidéré la nature et l'âge des contacts tectoniques entre les différentes formations tectonostratigraphiques. L'âge de certaines formations a été également modifié sur la base d'une étude stratigraphique.

Objectifs du travail et méthodologie.

-Une cartographie des plans d'aplatissement et des linéations d'étirement à l'échelle 1:50.000, qui a permis d'aborder des questions cinématiques, d'une part, et de mettre en évidence des macroplis tardifs engendrés par la troisième phase de déformation hercynienne, d'autre part.

-La caractérisation des phases de déformation hercynienne à toutes les échelles d'observation.

-La mise en évidence et la caractérisation de la tectonique tangentielle susceptible d'expliquer les perturbations thermiques et donc le métamorphisme barrovien associé à ce fragment de chaîne de collision.

-La reconstitution de la cinématique de la déformation hercynienne paroxysmale.

Les objectifs principaux de la partie métamorphique vont être centrés sur:

-Une étude pétrologique des assemblages métamorphiques en fonction des types lithologiques et de la zonation métamorphique barrovienne.

-Une cartographie des zones métamorphiques barroviennes à l'échelle 1:50.000.

-Une étude microstructurale qui consiste à déterminer la position de la blastèse par rapport aux différentes fabriques planaires de la déformation hercynienne.

-Une étude minéralochimique qui sera abordée dans un contexte évolutif visant la variation du chimisme des phases minérales avec le changement des conditions P-T du métamorphisme. Elle portera sur la majeure partie des phases minéralogiques des métapélites et semi-pélites, des roches calco-silicatées et des metabasites.

-Une étude géothermobarométrique différentielle en fonction de l'incrément de l'intensité du métamorphisme. Les estimations thermobarométriques seront réalisées dans les lithologies pélitiques, les roches calco-silicatées et les metabasites. Elles permettront ensuite de quantifier les trajectoires P-T-t régionales.

Les résultats des études tectonique et métamorphique ont permis de dresser un modèle tectonothermal dont les implications régionales seront discutées à la fin du mémoire.

Les méthodes de travail appliquées sont les suivantes:

- l'étude de terrain;
- le travail de laboratoire et;
- l'analyse, la synthèse et l'élaboration des données analytiques.

Au cours du travail sur le terrain, réalisé selon une période de 6 mois, on a abordé une étude structurale, dressé toutes les cartes du mémoire citées précédemment et réalisé un échantillonnage serré et systématique d'environ 1000 échantillons.

Les travaux de laboratoire ont porté essentiellement sur:

- La réalisation de lames minces pour l'étude pétrographique, microstructurale ou pour analyse à la microsonde.
- La caractérisation pétrostructurale des assemblages métamorphiques des différentes lithologies à l'aide du microscope polarisant.
- L'analyse chimique ponctuelle des phases minéralogiques à la microsonde.

Les analyses chimiques ont porté sur 48 échantillons. La moitié de ces analyses a été réalisée à la microsonde électronique du Laboratoire N°10 du C.N.R.S. de Clermont-Ferrand (France): il s'agit d'une microsonde de type CAMEBAX MICRO à trois spectromètres, à potentiel d'accélération de 15 Kv et à temps de comptage de l'ordre de 10 s. Les patrons utilisés sont ceux du B.R.G.M. français, avec usage d'un procédé de correction ZAF. Les erreurs analytiques sont inférieures à 2% pour la majeure partie des éléments analysés.

L'autre moitié des échantillons a été analysée à la microsonde électronique CAMEBAX SX 50 à trois spectromètres de la Facultad de Ciencias de Oviedo (Espagne). Son potentiel d'accélération est également de 15 Kv et son diamètre d'impact est de 5 μ m. Les erreurs analytiques sont du même ordre que ceux de la microsonde de Clermont-Ferrand. Les patrons utilisés au cours des séances analytiques sont les suivants:

Na-----Albite
Mg-----MgO

Al-----	Albite
Si-----	Albite
P-----	Apatite
K-----	Orthose
Ca-----	Andradite
Ti-----	MnTiO ₃
Ni-----	NiO
Fe-----	Andradite
Mn-----	MnTiO ₃
Cr-----	Cr ₂ O ₃

Enfin, l'étape d'analyse, d'élaboration et de synthèse des données analytiques a été facilitée par usage d'un certain nombre de programmes informatiques (calcul des formules structurales des phases minéralogiques, représentations graphiques et calculs thermobarométriques).

II. CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES GENERALES DU FRAGMENT HERCYNIEN MAROCAIN

II.1. LES DOMAINES STRUCTURAUX DU MAROC

La chaîne hercynienne du Maroc est représentée actuellement par une série de massifs paléozoïques montrant une répartition discontinue au sein de la couverture mésozoïque et cénozoïque (Fig.1). Cette disposition est acquise au cours de l'orogénèse alpine qui a engendré la surrection des chaînes du Rif, du Haut-Atlas et du Moyen-Atlas. En fonction de ces mouvements alpins, la première zonation structurale du Maroc a été établie par Choubert et Marçais (1952) qui ont défini trois domaines structuraux :

- Le domaine rifain.
- Le domaine méséto-atlasique.
- Le domaine anti-atlasique.

La structuration actuelle du Maroc est fondée sur la distinction de cinq domaines structuraux (Piqué et Michard, 1989):

- Le domaine rifain.
- Le domaine mésétien.
- Le domaine atlasique.
- Le domaine anti-atlasique.
- Le domaine saharien.

II.1.1. Le domaine rifain

Il s'agit d'un bloc exotique structuré principalement au cours de l'orogénèse alpine. Le soubassement paléozoïque (Ghomarides), localisé dans la partie interne de ce fragment alpin, est affecté par la déformation hercynienne et est impliqué ensuite au cours de l'orogénèse alpine dans des charriages vers le Sud sur le domaine mésétien (Piqué et Michard, 1981).

II.1.2. Le domaine mésétien

C'est le domaine de la chaîne hercynienne, constitué de plaines et plateaux surbaissés et peu affecté par le cycle alpin. Il est subdivisé en deux parties:

-La méséta marocaine ou méséta occidentale, constituant le domaine de la chaîne hercynienne proprement dite (Gentil, 1918) où la déformation hercynienne majeure est post-viséenne (Namurien à Westphalien inférieur)(Huvelin, 1977; Hollard, 1978; Michard et al., 1978).

-La méséta oranaise ou méséta orientale, correspondant au domaine de la chaîne anté-viséenne qui se caractérise par une tectonique tangentielle (Lagarde, 1985) dont la phase syn-schisteuse paroxysmale est d'âge Dévonien supérieur (Allary et al., 1976; Clauer et al., 1980; Michard et al., 1983).

II.1.3. Le domaine atlasique

La chaîne atlasique sépare la méséta du domaine anti-atlasique (cas du Haut Atlas) et la méséta marocaine de la méséta oranaise (cas du Moyen-Atlas). Ses massifs paléozoïques sont localisés aussi bien dans le Moyen-Atlas (Tazekka) que dans le Haut-Atlas (Tamlelt, Mougueur, Aït Tamlil et le massif de Tichka).

La structuration de cette chaîne relève principalement du cycle alpin qui est responsable de sa configuration montagneuse actuelle.

II.1.4. Le domaine anti-atlasique

Ce domaine est principalement individualisé au cours du cycle précambrien (680-570 Ma). Sa couverture, formée de terrains proterozoïques supérieur et paléozoïques (Fig.1), est faiblement affectée par l'orogénèse hercynienne qui a donné naissance à des structures non pénétratives. Quant

au cycle alpin, il n'a engendré que quelques failles et gauchissements.

II.1.5. Le domaine saharien

Il fait partie du craton ouest africain. Son socle ancien a été impliqué dans des orogénèses successives dont la dernière correspond à l'épisode pan africain (Piqué et Michard, 1981), alors que sa couverture, formée de terrains paléozoïque, cénozoïque et mésozoïque du bassin de Tindouf (Fig.1), est pratiquement non déformée.

II.2. LES ZONES STRUCTURALES DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE MAROCAINE

Plusieurs zones hercyniennes sont distinguées au Maroc sur la base de critères stratigraphiques et tectoniques, et plus spécialement en fonction de l'âge et l'intensité de la déformation hercynienne majeure.

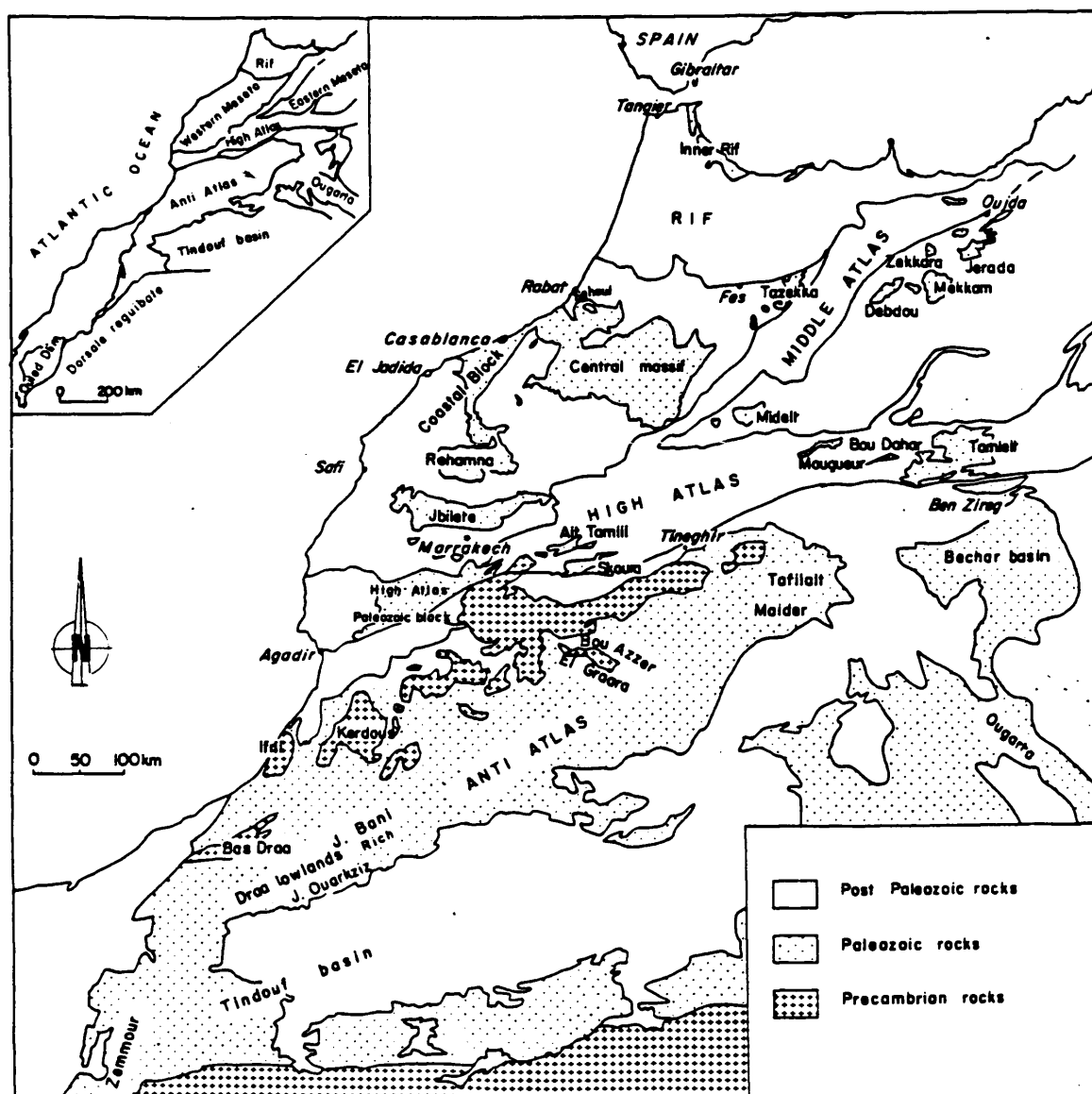


Fig.1. Carte de répartition des massifs paléozoïques au Maroc. (D'après Piqué et Michard, 1989).

Cinq zones structurales sont définies actuellement (Piqué et Michard, 1981) (Fig.2):

- La zone nord-mésétienne.
- La zone ouest-mésétienne.
- La zone mésétienne centrale.
- La zone est-mésétienne.
- La zone sud-mésétienne.

II.2.1. La zone nord-mésétienne (ou bloc Nord)

Cette zone est située à l'extrémité Nord de la méséta centrale (Fig.2) de laquelle elle est séparée par un contact tectonique de nature complexe correspondant à une faille inverse à vergence Sud dans la région de Rabat qui passe vers l'Est à une faille verticale (Piqué, 1988). Ce bloc est affecté par une déformation d'âge Ordovicien moyen, attribuée au cycle caledonien. On y observe des plis E-W synschisteux déversés à couchés au Sud et associés à un métamorphisme épizonal. Les terrains impliqués dans cette déformation comportent des phyllades vertes, des schistes à trous et des grès grawauckeux à niveaux microconglomératiques qui sont classiquement rattachés au Cambrien moyen.

Du fait qu'aucune discordance angulaire entre le Cambrien et l'Ordovicien n'a été observée dans le reste de la méséta qui subissait à cette époque un amincissement crustal, on admet que la zone nord-mésétienne correspond à un bloc exotique qui a été rapproché du domaine mésétien avant le Dévonien supérieur. Après ce rapprochement, elle s'est comportée en zone d'apport de matériaux pour le bassin de Sidi Bettache durant le Dévonien supérieur et le Dinantien (Piqué et Michard, 1981; Piqué, 1988). Au cours de l'orogénèse hercynienne, cette zone n'a enregistré qu'une légère déformation sur sa marge Sud.

II.2.2. La zone ouest mésétienne (ou bloc Ouest)

Elle est limitée à l'Est, où elle intègre les parties occidentales des massifs paléozoïques des Rehamna et des Jbilet, par la zone de cisaillement de la méséta occidentale (Fig.2). Sa colonne

stratigraphique du Paléozoïque inférieur comprend synthétiquement:

- Des calcaires à archéocyathus du Cambrien inférieur.
- Des schistes à paradoxides et des roches volcaniques (basaltes et trachytes) du Cambrien moyen.
- Des argilites gréseuses du Cambrien supérieur.
- Des grés et des argilites ordoviciens.
- Des argiles à graptolites du Silurien.

Ces faciès lithologiques et la faune associée sont similaires à ceux de l'Anti-Atlas avec lequel le bloc Ouest constituait au Paléozoïque inférieur une plate-forme épicontinentale.

Au Dévonien, il y a installation d'une large province récifale (Piqué et Michard, 1981) le long de rides orientées NNE-SSW et séparées par de petits bassins à dépôts de marnes et de pélites (Piqué, 1988). Une émergence s'établit à la fin du Frasnien, et le Famennien est ensuite représenté par quelques dépôts d'argilites. L'absence de dépôts tournaisiens et viséens est rapportée au fait que cette zone était soulevée à l'époque dinantienne durant laquelle elle a servi comme une source d'apport de matériaux pour les régions voisines (Piqué, 1979).

Au cours de l'orogénèse hercynienne, la déformation paroxysmale a donné naissance à des structures non pénétratives. Cette déformation est localisée sur la bordure Est de ce bloc, où un métamorphisme épizonal est associé à des mégastructures N-S à NE-SW faiblement déversées à l'Ouest ou au NW (Piqué et Michard, 1981).

II.2.3. La zone mésétienne centrale

Elle inclut la majeure partie du plateau central, les parties centrale et orientale du massif des

Rehamna, la partie centrale du massif des Jbilet et le massif paléozoïque du Haut-Atlas occidental (Fig.2) (Piqué et Michard, 1989). Son contact avec la zone sud-mésétienne correspond en partie à la faille de Tizi n'Test (Petit, 1976). A l'Est, elle est limitée de la zone est-mésétienne par la zone de cisaillement Tazekka-Bsabis-Khénifra (Allary et al., 1972; Hoeppfner, 1978; Piqué et Michard, 1989).

L'évolution tectono-sédimentaire de cette zone, qui sera reprise en détail plus loin, montre synthétiquement:

-Un comportement de plate-forme peu subsidente caractérisée par des dépôts détritiques puis carbonatés jusqu'au Dévonien moyen.

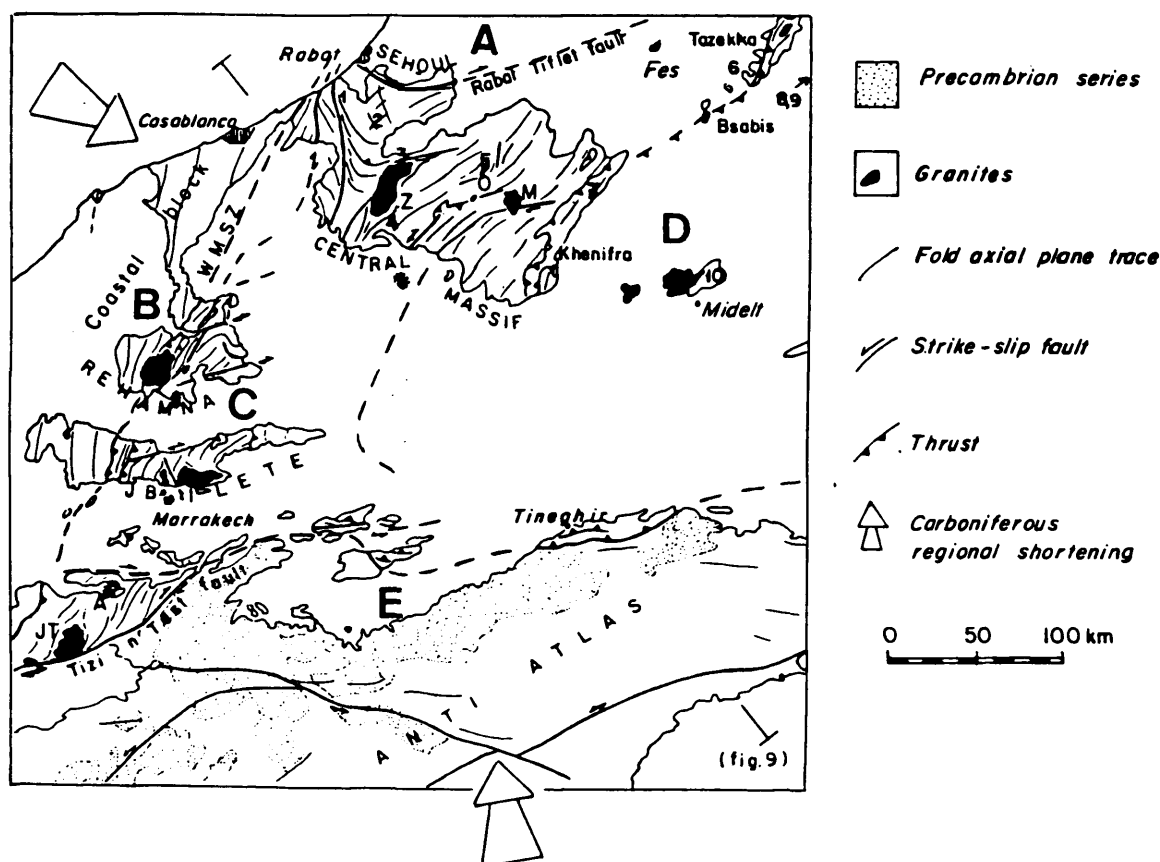


Fig.2. Principales zones structurales de la chaîne hercynienne marocaine. A: bloc Nord; B: bloc Ouest; C: zone centre mésétienne; D: bloc Est; E: bloc Sud (D'après Piqué et Michard, 1989).

-La création d'un bassin dès le Dévonien supérieur qui fonctionnera jusqu'au Namurien. Ce

bassin reçoit des sédiments détritiques parfois chaotiques provenant de zones soulevées (bloc côtier, bloc des Séhoul et les rides internes). Au Viséen supérieur, un volcanisme intense s'y manifeste (Piqué et Kharbouch, 1983).

-Une structuration hercynienne majeure d'âge Namuro-Westphalien.

II.2.4. La zone est-mésétienne

Cette zone inclut les parties orientales de la méséta occidentale (Jbilet orientaux, région d'Azrou-Zaïan), quelques boucliers atlasiques (Tazekka, Aït Tamlil) et les boucliers de la méséta orientale (Midelt, Debdou, Mekkam et Jerrada).

Son évolution stratigraphique au Paléozoïque inférieur est similaire à celle de l'Anti-Atlas, de la zone ouest mésétienne et de la méséta centrale (Piqué, 1988). Cependant, à la différence de ces zones, un bassin s'étendant de Marrakech à Oujda s'y forme dès le Dévonien inférieur. Ce bassin est marqué par un contraste sédimentaire entre ses parties occidentale (région d'Azrou-Tazekka) montrant des faciès pélagiques (calcaires griottes) et orientale (Midelt, Debdou et Mekkam) à dépôts détritiques (turbidites).

Au Dévonien supérieur, sa partie orientale (Midelt, Debdou et Mekkam) est affectée d'une phase de plissement associée à un métamorphisme épizonal daté à 367 ± 7 Ma (Clauer et al., 1980). Cet épisode de déformation est l'équivalent de la phase bretonne connue dans la chaîne hercynienne ouest-européenne (Piqué, 1988). Il a engendré des plis déversés à l'Ouest à Mekkam et Debdou, alors qu'à Midelt, ces structures sont déversées à l'Est selon Vauchez (1976) ou à l'Ouest selon Hoepffner (1987). Sa partie occidentale, épargnée de cette première phase de déformation, est affectée par un plissement synschisteux à caractère tangentiel, d'âge anté-Viséen supérieur (Allary et al., 1976).

Ces deux phases de déformation paroxysmales sont suivies d'un soulèvement isostasique de la chaîne, de son érosion et puis d'une transgression marine. Cette transgression va permettre au Viséen supérieur un dépôt de flysch, correspondant au "Culm" européen, accompagné de la mise en

place de terrains allochtones et d'un volcanisme calco-alkalin (Piqué, 1988). Ces terrains sont ensuite surmontés de séries paraliques du Namurien-Westphalien inférieur.

II.2.5. La zone sud-mésétienne (ou bloc Sud)

Son évolution sédimentaire du Cambrien inférieur au Dévonien moyen est similaire à celle de la méséta occidentale avec laquelle l'Anti-Atlas constituait une plate-forme épicontinentale (Piqué et Michard, 1989).

Au Dévonien supérieur, les bassins de Maider et Tafilalt sont marqués par des lacunes et discordances imputables aux soulèvements, tandis que la partie Sud de la plaine de Dra reçoit des dépôts essentiellement détritiques (calcaires et grés) (Jeannette et Piqué, 1981) qui se prolongent ensuite par des sédiments tournaisiens et viséens inférieurs.

Le Viséen supérieur est ensuite transgressif; il est représenté par les calcaires gréseux à brachiopodes de Jbel Ouarkziz (Jeannette et Piqué, 1981).

Au Namurien supérieur, une tendance régressive se manifeste dans le bassin de Tindouf (paléosols et grés fluviatils), alors que dans les bassins d'Abadla et Bechar les sédiments restent marins jusqu'au Westphalien (Michard, 1976).

La déformation hercynienne, d'âge namuro-westphalien, est peu pénétrative. Elle a donné naissance à des plis droits et ouverts associés à des décrochements et accompagnés d'un métamorphisme épizonal (Piqué et Michard, 1981; Jeannette et Piqué, 1981).

II.3. EVOLUTION SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DE LA ZONE MESETIENNE CENTRALE

II.3.1. Le substratum

Le socle précambrien polyorogénique affleure largement dans les domaines saharien et anti-atlasique (Michard, 1976,1978). Ce substratum, reconnu en gravimétrie (Bernardin, 1988), affleure ponctuellement dans les domaines mésétien et atlasique.

Les sédiments paléozoïques impliqués dans le cycle hercynien se sont déposés sur ce socle dont les fractures ont favorisé la subsidence durant la tectonique distensive (Hollard, 1978). Ces fractures, réactivées ensuite au cours du serrage hercynien, ont facilité l'ascension de magmas granitiques tout en exerçant un contrôle sur la répartition des plutons et des zones de cisaillement associées (Lagarde et al., 1989).

II.3.2. La période épiorogénique du Paléozoïque inférieur

Après la transgression de l'Infracambrien sur les paléoreliefs précambriens, la méséta marocaine correspondait au Cambrien inférieur à une plate-forme carbonatée.

Au Cambrien moyen, à partir de l'Acadien, la sédimentation carbonatée est remplacée par des dépôts détritiques argilo-pélitiques et gréseux auxquels est associé un volcanisme trachy-andésitique et des produits pyroclastiques.

Le Cambrien supérieur, longtemps considéré au Maroc comme absent (Michard, 1976), est connu actuellement en méséta (André et al., 1987), au Haut-Atlas occidental (Cornée et al., 1987) et à l'Anti-Atlas central (Destombe et Feist,1987). Durant cette période, la subsidence ralentit et les dépôts du Cambrien supérieur (argilites parfois gréseuses) concordants sur le Cambrien moyen tendent à combler le bassin mésétien.

Une période transgressive représentée par une sédimentation détritique marque l'Ordovicien

inférieur. L'Ordovicien supérieur est ensuite représenté par deux niveaux repères:

- les barres quartzitiques du Caradoc;
- les argiles microconglomératiques de l'Asghill considérés comme des sédiments glacio-marins (Hollard, 1978).

Le silurien est ensuite marqué par une transgression marine qui a permis le dépôt d'argilites noires à graptolites et de calcaires à orthocères.

Le Dévonien inférieur, transgressif et concordant sur le Silurien, indique l'absence d'une discordance calédonienne au Maroc. A partir du Dévonien inférieur commencent à apparaître les premiers symptômes de la tectonique distensive qui s'est manifestée probablement par la réactivation des fractures du socle (Hollard, 1978; Piqué et Michard, 1989). Le régime de plate-forme va marquer les zones nord, ouest et sud mésétiennes entre lesquelles se développera une zone à fond instable orientée NE-SW (Hollard, 1978; Piqué et Michard, 1989). La sédimentation contraste les parties Ouest de cette zone à sédiments détritiques ou carbonatés et les parties Est à sédiments pélagiques (Hollard, 1978). Malgré la tendance des sédiments du Dévonien inférieur et moyen vers l'extension des dépôts carbonatés, ce contraste sédimentaire subsiste et se retrouvera après la période givético-famennienne.

Une tendance régressive avec des émergences locales se manifeste à partir du Givétien supérieur. Cette transgression est imputée aux mouvements compressifs qui s'opèrent à cette époque dans la méséta orientale.

II.3.3. Formation des bassins du Paléozoïque moyen

Au Dévonien supérieur et surtout dès le Frasnien supérieur-Famennien inférieur, une paléogéographie en rides et bassins s'établit brusquement. Au Famennien supérieur, il y a création d'un bassin subsident dans la méséta nord-occidentale (bassin de Sidi Bettache), qui s'étend au Sud aux Rehamna, aux Jbilet et jusqu'au bloc Paléozoïque du Haut-Atlas (Bordonaro et al., 1979; ; Piqué,

1984; Cornée et al., 1985). Le centre de ce bassin accueille des dépôts détritiques flyschoïdes, alors que ces bordures reçoivent des faciès récifaux caractéristiques des hauts fonds. Un volcanisme effusif caractérise à cette époque le bassin de Sidi Bétache (Piqué et Kharbouch, 1983).

La subsidence du bassin est contrôlée par des failles normales syn-sédimentaires orientées NE-SW sur la bordure Ouest et ENE-WSW sur la bordure Nord (Piqué, 1979). Sachant que la distension dans la méséta centrale est contemporaine de la déformation en compression dans la zone est-mésétienne, on admet que les bassins de Sidi Bétache et des Rehamna sont de type pull-apart (Piqué et Michard, 1989).

La subsidence continue de s'opérer jusqu'au Tournaisien. Celui-ci montre des faciès côtiers (grés à brachiopodes) le long de la bande Rabat-Tiflet, dans les Rehamna et près de Marrakech, qui témoignent de la présence de domaines émergés à l'Ouest et au Nord de la méséta.

Au fur et à mesure que le bassin se comble, la mer tend à se retirer progressivement. Ceci se traduit par la lacune du Viséen inférieur dans la majeure partie de la méséta. Cette lacune est à mettre en relation avec le serrage de la zone est-mésétienne (Piqué, 1979).

Le Viséen supérieur-Namurien est une période de transgression générale imputée à la fonte des inlandsis gondwaniens (Michard, 1976). Sa série sédimentaire, représentée essentiellement par des pélites, des flyschs gréso-pélitiques et des calcaires bioclastiques littoraux (Beauchamp, 1984), est accompagnée au Viséen supérieur d'une importante activité volcanique dans les Rehamna et les Jbilet: ce volcanisme traduit à cette époque l'importance de la tectonique distensive au Sud du Bassin de Sidi Bettache.

II.3.4. La période orogénique et tardi-orogénique

Malgré la tendance régressive au Namurien inférieur, il n'y a pas de preuves directes d'émersion avant le Westphalien C (Hollard, 1978). La sédimentation entre le Namurien et le Westphalien inférieur est représentée par des dépôts qui témoignent de la persistance de la mer à cette période, comme à titre d'exemple les calcaires du Namurien inférieur, les flyschs du Namurien

supérieur et les schistes à goniatites du Westphalien A dans le plateau central. Les sédiments du Westphalien C, représentés par des masses conglomératiques, correspondent à des dépôts continentaux de bassins intramontagneux post-orogéniques (Hollard, 1978) reposant en discordance angulaire sur le socle hercynien métamorphisé. La phase hercynienne paroxysmale a donc lieu avant le Westphalien C et en partie après le Westphalien A.

La déformation hercynienne est intense le long de certaines lignes structurales correspondant à des zones de cisaillement subréctilignes (Lagarde, 1985) localisées essentiellement aux limites de la méséta centrale avec les autres zones structurales hercyniennes (Piqué et Michard, 1989). Ces zones correspondent à :

- La zone de cisaillement Rabat-Tiflet.

- La zone de cisaillement de la méséta occidentale. Elle se localise sur le bord Est du bloc côtier (Michard, 1969; Piqué et Michard, 1989) et se situe à l'emplacement des bassins mésétiens dévono-carbonifères qui s'étendent depuis la région de Rabat jusqu'à dans le Haut-Atlas (Piqué, 1979; Cornée et al., 1985; El Kamel et al., 1985; Bernardin et al., 1988). Cette zone de faille correspond à un décrochevauchement.

- Le cisaillement Sud-mésétien composé du décrochement de Tizi n'Test (Mattauer et al., 1972) et du chevauchement de Tinghir-Bechar (Michard et al., 1983). La composante de chevauchement bien marquée dans cette zone est à vergence Sud (Petit, 1976). Le décrochement de Tizi n'Test témoigne de l'existence d'une zone de fracture crustale à caractère de faille transformante (Mattauer et al., 1972). Ses réactivations successives durant le Paléozoïque inférieur mettent en évidence la fracturation anté-hercynienne du socle précambrien (Michard, 1976).

Les cisaillements cités ci-dessus limitaient au Nord, au Sud et à l'Ouest les bassins mésétiens dévono-carbonifères (Piqué, 1979), dont l'ouverture est due principalement au jeu senestre des décrochements orientés E-W, notamment ceux de la zone de cisaillement Rabat-Tiflet et du cisaillement sud-mésétien. Le serrage post-viséen de ces bassins a résulté en la réactivation de ces failles en décrochements dextres (Lagarde, 1985).

- La zone de chevauchement Tazekka-Bsabis-Khenifra localisée à la limite de la zone mésé-

tienne centrale et la zone est-mésétienne (Allary et al., 1972; Hoeppfner, 1978; Piqué et Michard, 1989).

La déformation hercynienne a engendré des plis synschisteux à plans axiaux raides avec parfois des déversements locaux importants (Piqué et Michard, 1981). Ces structures, généralement déversées au NW, se présentent dans les Jbilet centraux en structure en fleure associant des mouvements chevauchants et décrochants (Le corré et Bouleton, 1987). Cette phase de plissement synschisteux est accompagnée d'un métamorphisme régional qui montre les gradients métamorphiques les plus intenses de l'orogène hercynien. Les faciès les plus métamorphiques se rencontrent dans le massif des Rehamna, unique massif qui montre un métamorphisme barrovien à staurotide et disthène, et dans le massif de Tichka qui arrive à développer des paragenèses à grenat et staurotide (Michard, 1976). Le reste des massifs paléozoïques est par contre affecté par un métamorphisme qui ne dépasse guère l'épizone.

Au cours du serrage hercynien, dans l'intervalle 320-280 Ma, se mettent en place des granites calco-alcalins en contexte compressif. Cet épisode magmatique est suivi d'un autre, daté à 270 Ma, correspondant à la mise en place de granites alcalins tardi-tectoniques le long des cisaillements lithosphériques qui limitent la méséta marocaine (Lagarde, 1987).

L'évolution hercynienne prend fin au Stéphano-Autunien par la formation de bassins à sédimentation continentale accompagnée parfois d'une activité volcanique (Hollard, 1978). Les terrains paléozoïques sont ensuite recouverts par des sédiments triasiques discordants (Hollard, 1978; Piqué et Michard, 1989).

II.4. MAGMATISME DEVONO-DINANTIEN DE LA ZONE MESETIENNE CENTRALE

Il s'agit d'un magmatisme préorogénique de type effusif et intrusif (Kharbouch et al., 1985) dont la présence est considérée comme un témoin de l'amincissement crustal des bassins Dévono-carbonifères (Piqué, 1979; Kharbouch et al., 1985). Ce magmatisme est connu dans les Jbilet, les Rehamna et dans le bassin de Sidi Bettache.

II.4.1. Magmatisme dinantien du massif des Jbilet

Ce magmatisme comporte des termes acides (trondhjémites et quelques aplites sodiques) et basiques (gabbros et dolérites). Selon Aarab (1984) et Aarab et Beauchamp (1987), ces roches magmatiques sont cogénétiques; elles résultent de la différenciation par cristallisation fractionnée d'un même magma basique tholeiitique.

Cependant, le volume des corps acides, relativement plus important que celui des corps basiques, contredit leur pétrogénèse par différenciation d'un unique magma basique.

II.4.2. Magmatisme dinantien du massif des Rehamna

C'est le magmatisme le moins étudié de la méséta marocaine. Il est représenté à Mechraa Ben Abbou par des dolérites et gabbros doléritiques et à Lalla Tittaf par des roches basiques et acides métamorphisées dans le faciès des amphibolites.

Un petit nombre d'analyses chimiques réalisées à Lalla El Gara (région de Mechraa Ben Abbou) a révélé le caractère tholeiitique de ces roches (Hoepfner, 1982).

II.4.3. Magmatisme dévono-dinantien de la méséta nord-occidentale

Ce magmatisme de type effusif et intrusif est représenté par des laves faménno-tournaisiennes

(Beni Abid, Sehoul) et des filons et laves d'âge Viséen inférieur (Oued Kourifla) (Kharbouch et al., 1985). Il s'agit de trachytes albitisés et de dolérites (Kharbouch et al., 1985). La géochimie de ces roches a montré que les laves les plus anciennes sont alcalines, alors que celles les plus récentes sont de nature transitionnelle (Fig.3). Les caractéristiques géochimiques de ces deux séries volcaniques évoquent celles des sites géotectoniques distensifs (Kharbouch et al., 1985).

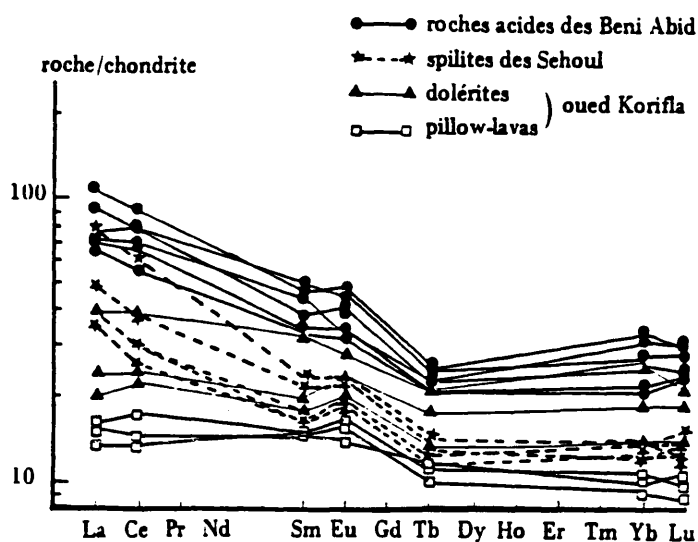


Fig.3. Courbes d'évolution des terres rares de l'ensemble des laves de la méséta nord-occidentale. (D'après Kharbouch et al., 1985).

Un modèle géodynamique a été avancé pour la méséta nord-occidentale et la méséta orientale (Kharbouch et al., 1985): ce modèle, en établissant une relation directe entre le magmatisme calco-alcalin et une zone de subduction au Maroc oriental, considère le caractère transitionnel du volcanisme de la méséta nord-occidentale comme étant typique d'un bassin marginal.

Les difficultés de ce modèle, résidant dans l'absence d'ophiolites et d'une ceinture métamorphique de haute pression dans la méséta orientale, sont accentuées par les datations récentes des vulcanites de Beni Abid au Trias moyen (Bandet et al., 1990). Ces datations ont remis en question

l'âge et les caractéristiques géochimiques du magmatisme du bassin de Sidi Bettache.

II.5. LES GRANITOÏDES DE LA ZONE MESETIENNE CENTRALE

Ces granitoïdes (Fig.4) sont intrusifs dans les niveaux anchi à épizonaux de la série paléozoïque. Leur mise en place se traduit au niveau de l'encaissant par un déséquilibre thermique qui est à l'origine du développement d'un métamorphisme de contact de type HT-BP (Lagarde, 1987; Lagarde et al., 1990). Ces plutons, dont l'âge varie entre 320 et 270 Ma (Tisserant, 1977; Mrini, 1985; Gasquet et al., 1988)(Fig.5), se sont mis en place au cours de deux épisodes magmatiques :

- Le premier épisode est contemporain du serrage hercynien de la méséta marocaine. Il a engendré des magmas orogéniques calco-alcalins et anatectiques peralumineux (Mrini, 1985; Rosé, 1987).

- Le deuxième épisode est tardi-orogénique. Il s'est manifesté par la mise en place de magmas d'affinité alcaline de type subsolvus à biotite (Mabkhout et al., 1988).

Quatres groupes pétrographiques caractérisent ces granitoïdes (Lagarde,1987):

- Des granodiorites qui sont les termes les plus représentés de la méséta marocaine (Jbilet, Zaer, Tichka).

- Des monzogranites (Oulmés, Zaer, Jbilet, Tichka).

- Des diorites (Tichka, Zaer).

- Des gabbros (Tichka).

La mise en place dans un contexte tectonique compressif de ces granitoïdes (Saquaque, 1985; Aït Omar, 1986; Chemsseddoha, 1986; Aït Ayyad, 1987; Aït Tahar, 1987; Lagarde, 1987; Essaifi, 1989) est contemporaine de la déformation hercynienne (Lagarde 1987). Elle est marquée par les caractéristiques suivantes (Lagarde et al., 1989; 1990):

- La répartition cartographique des plutons montre deux directions, une direction NE-SW parallèle à l'axe de la chaîne et une autre ENE-WSW parallèle aux fractures précambriennes réactivées au cours de l'orogénèse hercynienne (Fig.4).

- Les plutons orientés parallèlement aux plans de schistosité régionale montrent une forme généralement elliptique orientée NE-SW (Fig.6). Cette orientation est acquise au cours de leur

mise en place accompagnée d'un raccourcissement NW-SE.

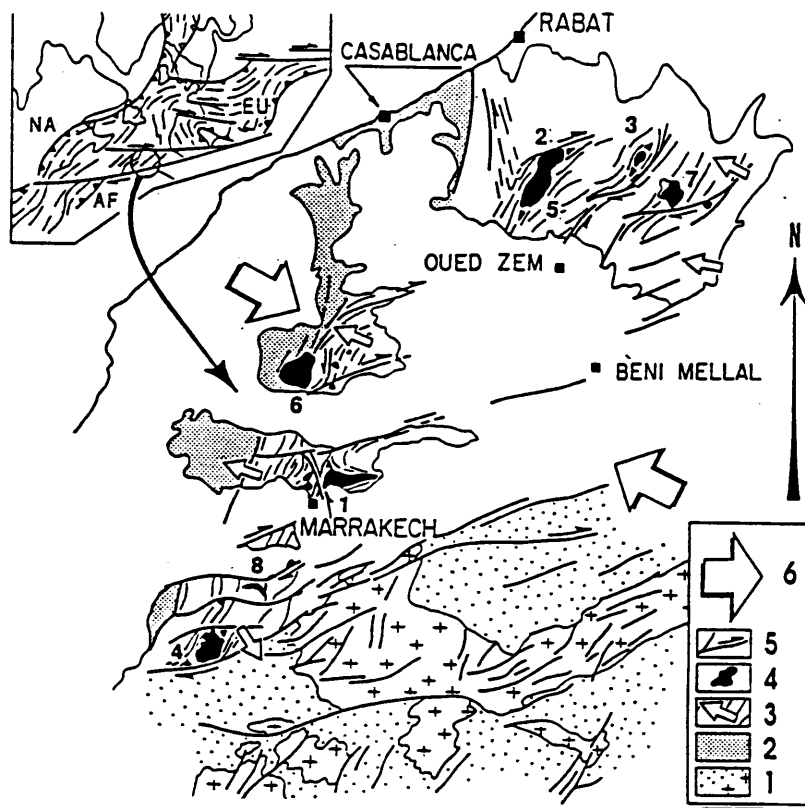


Fig.4. Carte géologique schématique de la méséta marocaine et des domaines voisins montrant la répartition des plutons tardi-carbonifères. 1, Protérozoïque (croix) et Paléozoïque (points) dans le domaine Sud, présaharien; 2, bloc côtier faiblement déformé; 3, méséta (Paléozoïque), trajectoires des plans de schistosité (traits) et vergence générale (flèches); 4, plutons tardi-carbonifères numérotés par âge décroissant (1, granodiorites des Jbilet; 2, granodiorite des Zaer; 3, monzogranite d'Oulmès; 4, granitoïdes du Tichka; 5, monzogranite des Zaer; 6, monzogranite des Rehamna; 7, granodiorite du Ment; 8, monzogranite d'azegour); 5, fractures du soubassement protérozoïque réactivées en zones de cisaillements ductiles tardi-carbonifères; 6, direction de raccourcissement régional. (D'après Lagarde, 1987).

-Les plutons contrôlent la distribution, l'intensification et l'évolution de la déformation post-Viséen supérieur (Fig.6).

Localisation	Types pétrographiques	Age en (Ma)
centrales Jbilet: orientales	I-S granodiorite	332 ± 5 (2)
	S monzogranite	306 ± 17 (2)
	I-S granodiorite	319 ± 10 (1)
Zaer	I-S granodiorite	303 ± 13 (2)
	S monzogranite	279 ± 11 (2)
Oulmes	S monzogranite	298 ± 6 (2)
Tichka	I-S granodiorite	285 (3)
Rehamna occidentales	Granitoïdes alcalins	268 ± 6 (2)
Ment	S monzogranite	270 ± 3 (2)
Azegour	Granotoïdes alcalins	271 ± 3 (2)

Fig.5. Datations par la méthode Rb-Sr des principaux plutons granitiques de la méséta marocaine. D'après: (1), Tisserant (1977) ; (2), Mrini (1985); (3), Gasquet et al. (1988).

-Les roches encaissantes développent un métamorphisme de contact syn-tectonique, confirmé par l'étude microstructurale et les datations K-Ar qui ont montré des âges comparables entre les minéraux magmatiques des granites et ceux du métamorphisme de contact.

-La cartographie des plans d'aplatissement et des linéations d'étirement indique une perturbation du champ de la déformation finie au cours de la mise en place des plutons granitiques.

-Les processus d'orthogneissification (Fig.6) indiquent un changement de mécanisme et une décroissance de la température de déformation dues à la re-équilibration thermique des plutons

durant le refroidissement.

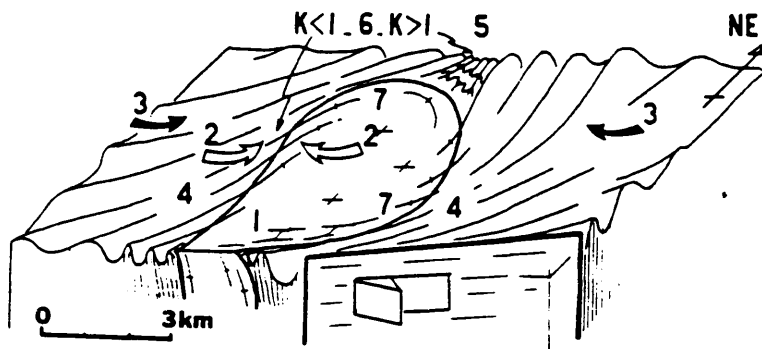


Fig.6. Enregistrement de la déformation crustale par les plutons granitiques épizonaux et critères de mise en place syn-tectonique: 1, orientation et forme des plutons; 2, gradients de déformation finie; 3, gradients thermiques et métamorphisme de contact syn-tectonique; 4, perturbations des trajectoires principales de la déformation; 5, points triples de schistosité; 6, changements de forme de l'ellipsoïde de déformation finie; 7, processus d'orthogneissification enregistrant la diminution de température associée au refroidissement des plutons. (D'après Lagarde et al., 1989).

Les caractéristiques de la géométrie du champ de la déformation, de ses variations d'intensité et de sa cinématique enregistrées par les plutons ont permis de reconstituer le contexte tectonique post-Viséen supérieur (Lagarde, 1987; Lagarde et al., 1989; 1990): les relations entre déformation et déplacements autour des plutons granitiques indiquent un régime de déformation non coaxiale, à dominante de mouvements subhorizontaux le long de zones de cisaillements à caractère de décrochements ductiles subméridiens senestres et ENE-WSW dextres. Dans ces zones de cisaillements, des perturbations locales permettent aux mouvements décrochevauchants ou chevauchants de s'individualiser à la place des mouvements transcurrents. Ces zones correspondent aux manifestations dans la couverture paléozoïque des fractures du socle protérozoïque réactivées, de préférence dans les zones thermiquement amollies autour des plutons, au cours de l'orogénèse hercynienne. Il s'agit donc de décrochements lithosphériques qui ont favorisé l'ascension des magmas et contrôlé la répartition des plutons granitiques dans la méséta marocaine.

La prédominance des mouvements transcurrents enregistrés par les plutons syn-tectoniques suggère que la méséta marocaine correspond à une chaîne en décrochement, située au niveau d'une zone de coulissage intracontinentale dextre qui est responsable du découplage Afrique-Europe (Lagarde et al., 1989).

**III. CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES GENERALES DU SECTEUR
ETUDIE: LE MASSIF HERCYNIE DES REHAMNA**

III.1. SITUATION ET CADRE GEOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE

III.1.1. Situation

Le secteur étudié fait partie du massif hercynien des Rehamna (Fig.7) qui affleure par dessous les dépôts discordants et tabulaires du Crétacé et du Tertiaire selon une extension de 80 km dans le sens E-W et 60 km dans le sens N-S. Il se situe à environ 80 km au Nord de Marrakech et 150 km au Sud de Casablanca (Fig.7), tout en couvrant la majeure partie de la feuille topographique Skhour des Rehamna à l'échelle 1:50. 000. Ces reliefs peu accentués sont représentés par des collines, avec des culminations à Jbel Lakhdar (697 m) et Jorf El Beïda (693 m).

III.1.2. Cadre géologique

Le massif hercynien des Rehamna constitue une boutonnière paléozoïque de la méséta marocaine ou occidentale. Par dessus les dépôts secondaires et tertiaires discordants, ce ségment du fragment hercynien marocain est relié au massif central au NE, aux Jbilet au S et à la méséta côtière à l'Ouest (Hoeppfner et al., 1975). Il est subdivisé en deux parties (Michard, 1982)(Figs.8 et 9):

-au Sud, le massif des Rehamna s.str affecté par un métamorphisme barrovien;

-au Nord, la région de Mechraa Ben Abbou non métamorphique correspondant aux Rehamna septentrionaux.

Le massif des Rehamna s.str. est constitué de trois domaines structuraux (Fig.9): les Rehamna centraux et les Rehamna orientaux, faisant partie de la zone mésétienne centrale, et les Rehamna occidentaux appartenant à la méséta côtière ou zone ouest-mésétienne (Michard, 1982).

III.1.2.1. Les Rehamna occidentaux

Situés à l'Ouest de la faille médiane (Piqué et al., 1982), ils correspondent à la partie la plus

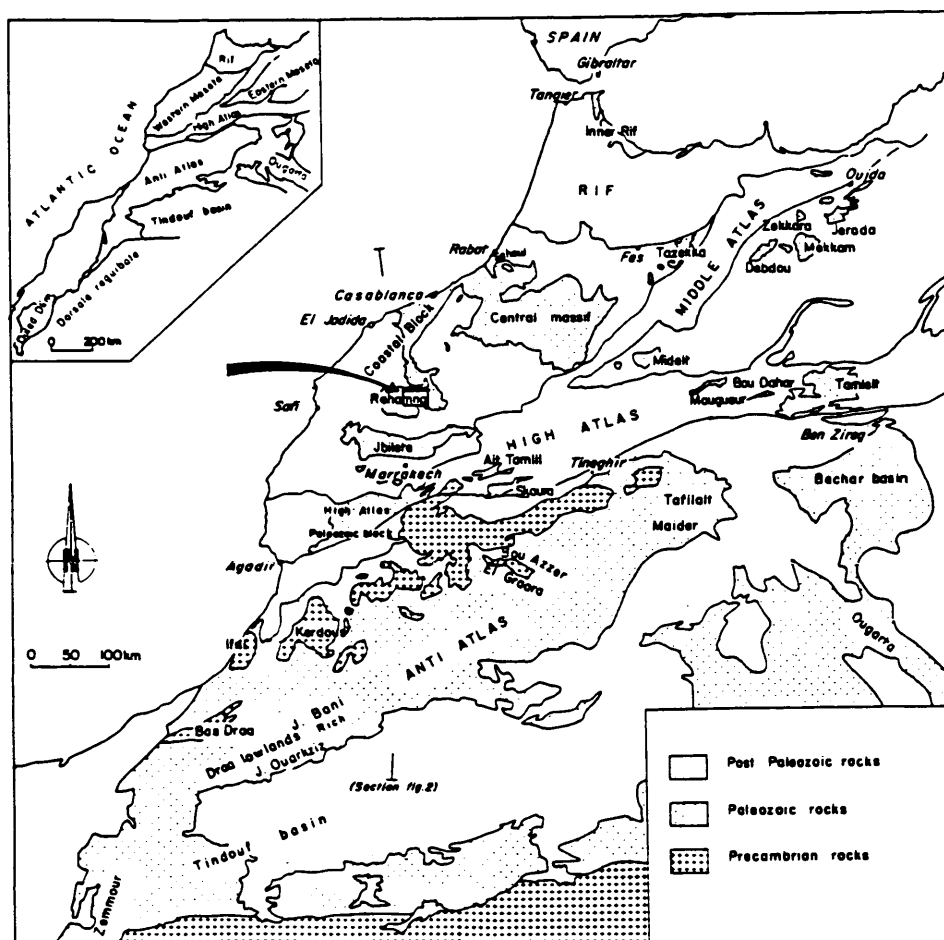


Fig.7. Situation du secteur étudié.

déformée de la méséta côtière (ou bloc côtier). Ils sont constitués de terrains cambriens à ordoviciens (Michard, 1982) et sont affectés par une déformation hercynienne polyphasée non pénétrative qui est représentée par trois phases tectoniques. La première phase est à caractère régional et est accompagnée d'un métamorphisme anchi à épizonal qui s'est traduit par le développement de paragenèses à chlorite dans les parties orientales situées au voisinage de la faille médiane (Guezou et Michard, 1976; Michard, 1982).

III.1.2.1. Les Rehamna centraux

Ce domaine est limité à l'Est par la zone de cisaillement de Ouled Zednes et à l'Ouest par la faille médiane à jeu décrochant syn à post-métamorphique selon Michard (1982) ou à caractère de faille subverticale tardive selon Cornée (1982). Il est constitué de terrains précambriens (Bernardin et al., 1988; Corsini et al., 1988) à dévoniens (Piqué, 1972; Jenny, 1974; Michard, 1982). Le substratum précambrien correspond à des orthogneiss dont le protolite est de nature rhyolitique. Il affleure au coeur de l'anticlinorium F₃ des Rehamna centraux sans aucune discordance apparente avec la couverture sédimentaire métamorphisée (Corsini et al., 1988). Celle-ci comprend de bas en haut les matériaux dévoniens de la formation de Kef El Mouneb, correspondant au toit intensément cisailé de l'autochtone, et la nappe cambro-ordovicienne des Skhour.

La couverture paléozoïque est affectée par une déformation hercynienne polyphasée exprimée par trois phases tectoniques associées à un métamorphisme barrovien dont l'intensité maximale est établie dans la partie moyenne (formation de Kef El Mouneb) à supérieure (formation des Skhour) du faciès des amphibolites.

III.1.2.3. Les Rehamna orientaux

Ils sont séparés des Rehamna centraux par la zone de cisaillement de Ouled Zednes (Z.C.O.Z.) à jeu complexe, dont le dernier correspond à celui d'une faille normale ductile. Ils sont affectés par une déformation hercynienne polyphasée manifestée par quatre phases tectoniques. Les

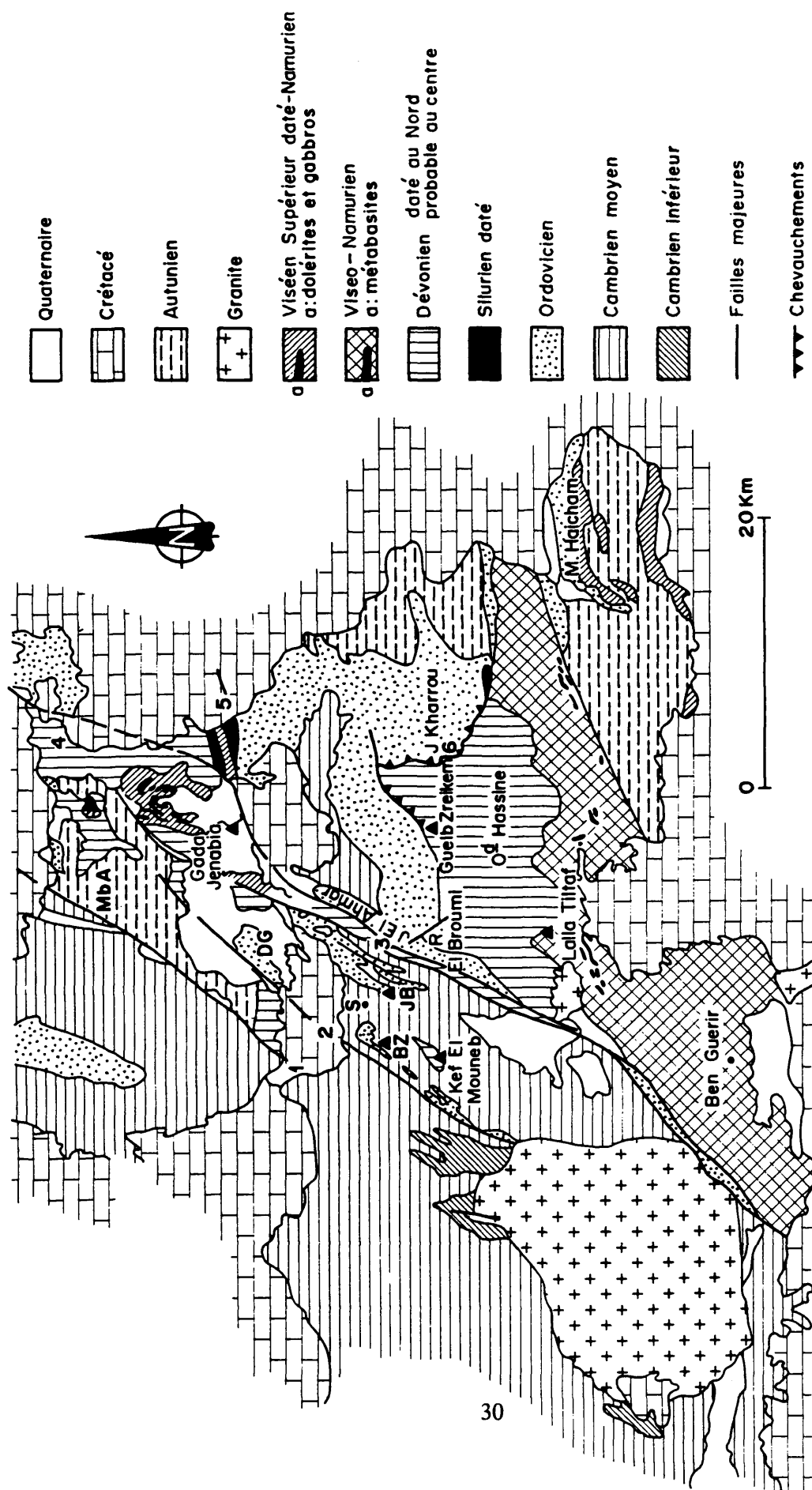


Fig. 8. Carte de répartition des formations paléozoïques dans le massif des Rehamna. Failles 1, du haut Tarfa; 2, médiane; 3, Sidi Abdellah; 4, du Kibane; 5, d'Ain Mellah; 7, Ouled Ougued. (In: Michard, 1982).

terrains impliqués dans la déformation hercynienne ont des âges qui s'échelonnent du Cambrien au Viséen; ils s'organisent en trois formations lithostratigraphiques qui sont de l'Ouest vers l'Est, donc du bas en haut:

-la formation de Jbel Kharrou d'âge Cambro-Ordovicico-Silurien (Hoeppfner, 1974);

-la formation d'El Broumi-Ouled Hassine d'âge Dévonien;

-la formation de Lalla Tittaf attribuée au Tournaisien à Viséen.

Les deux premières formations sont séparées par une faille normale (cisaillement d'El Broumi) à vergence E à SE.

Aux deux premières phases de déformation hercynienne est associé un métamorphisme barrovien établi dans le faciès des amphibolites, avec développement de paragenèses à staurotide (Hoeppfner, 1974; Jenny, 1974; Hoeppfner et al. 1982).

L'évolution tardi-hercynienne de ces trois domaines est achevée par des événements magmatiques dont la chronologie relative est la suivante:

-mise en place de plutons granitiques durant les stades tardifs de la deuxième phase tectonique;

-mise en place de filons de microgranites (Piqué, 1972; Hoeppfner, 1974; Jenny, 1974) et enfin;

-mise en place d'un complexe filonien dense de dacitoïdes (Piqué, 1972; Hoeppfner, 1974; Jenny, 1974).

Le secteur étudié fait partie des Rehamna appartenant à la zone mésétienne centrale. Il comprend la majeure partie des Rehamna centraux et la partie occidentale des Rehamna orientaux selon une extension moyenne de 300 km² (Fig.9).

En plus des travaux élaborés dans ce secteur, nous avons réalisé des observations ponctuelles

Caractéristiques géologiques générales du massif des Rehamna

dans les affleurements Ouest situés près de la faille médiane.

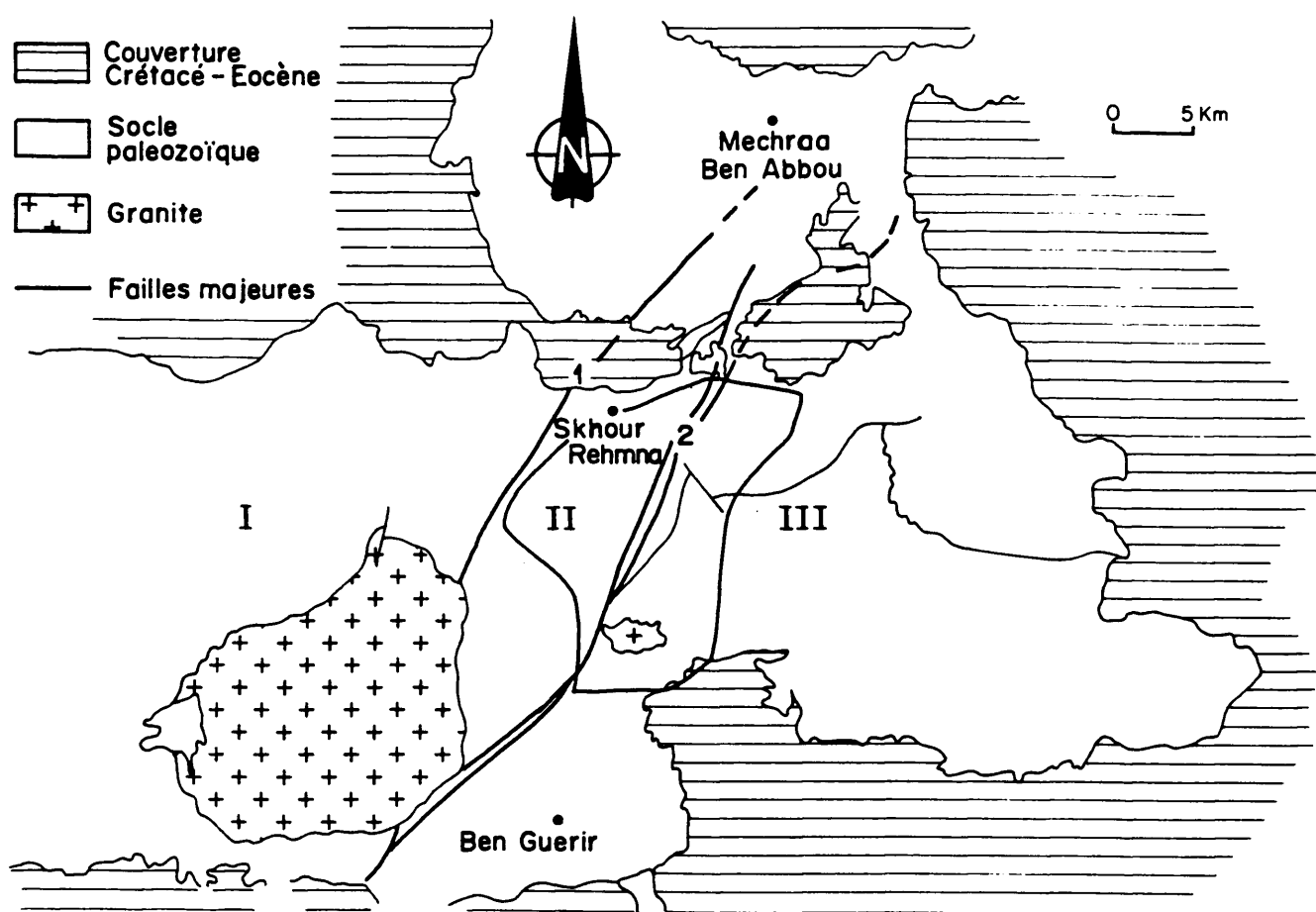


Fig.9. Les trois grands domaines structuraux du massif des Rehamna s.str. et situation du secteur étudié. I, Rehamna occidentaux; II, Rehamna centraux; III, Rehamna orientaux. 1, faille médiane; 2, faille de Ouled Zednes.

III.2. HISTORIQUE

A la suite d'observations ponctuelles de Barthoux (1924), Neltner (1932), Delpine et Yovanovich (1938), la première étude détaillée des Rehamna a été réalisée par M. Gigout (1952, 1955, 1956). Cet auteur a établi la première échelle stratigraphique et une carte géologique à l'échelle 1:200. 000.

A partir de 1967, l'équipe de géologie structurale de Strasbourg sous la direction de André Michard a repris les études de M. Gigout en reconsidérant la stratigraphie du massif tout en mettant l'accent sur les processus tectonométamorphiques (Piqué, 1972; Hoepffner, 1974; Jenny, 1974; Guezou, 1975). Pour cette équipe, dont la conception structurale est marquée par une tendance autochtoniste, la structuration tectonique du massif est guidée par la réactivation des fractures du socle précambrien en décrochements. Selon Michard (1976), les conditions thermiques extrêmes atteintes par le métamorphisme barrovien à staurotide et disthène sont à rapporter à une structure à haut flux thermique qui a débuté au Carbonifère inférieur (magmatisme viséen à namurien pré-orogénique) et a continué de s'opérer postérieurement à l'orogénèse hercynienne par les manifestations d'un volcanisme autunien post-orogénique. Quant aux pressions relativement élevées, exprimées par l'apparition de paragenèses à disthène, elles ont été imputées par le même auteur à des surpressions locales d'origine tectonique.

La déformation hercynienne prédominée selon cette équipe par des mouvements transcurrents dans la Z.C.O.Z. et les Rehamna centraux n'est pas conforme aux modèles tectono-thermiques actuels des ceintures orogéniques (England et Thompson, 1984; Thompson et England, 1984; Jackson, 1987; Thompson et Ridley, 1987; ect...). En effet, les mouvements horizontaux, conditionnés par des décrochements ductiles, ne peuvent pas engendrer un épaissement crustal susceptible d'être traduit thermiquement par le développement d'un métamorphisme d'affinité barovienne.

Cette conception en partie autochtoniste se confronte une autre allochtoniste défendue par l'équipe du Laboratoire de Géologie Dynamique de l'Université de Marseille-St-Jérôme, sous la direction de Sougy (Cornée, 1982; Bernardin et al., 1988; Corsini et al., 1988). A la suite des premiers travaux réalisés dans le massif des Jbilet, Sougy (1976) et Sougy et al. (1978) postulent que la tectonique tangentielle constitue l'un des traits fondamentaux de la méséta marocaine, et plus

particulièrement des Rehamna qui constituent le prolongement Nord du massif des Jbilet. Ils distinguent deux domaines:

-Un domaine autochtone peu plissé et faiblement métamorphique, correspondant aux Rehamna occidentaux.

-Un domaine oriental allochtone comprenant les Rehamna centraux et orientaux. Il est constitué d'un empilement d'unités tectoniques charriées et affectées par un métamorphisme barrovien établi dans le faciès des amphibolites.

Le contact entre ces deux domaines est établi par la faille médiane dont la nature n'est pas définitivement résolue; selon Piqué et al.(1982), il s'agit d'un contact décrochant, alors que pour Cornée (1982) ce contact correspond à un front de nappes repris par une faille tardive subverticale. Toutefois, le contraste thermique opposant les deux domaines conduit à envisager sérieusement la possibilité d'une faille normale post-métamorphique.

Dans le même contexte allochtoniste, Cornée (1982) considère que le domaine oriental a été structuré au cours de deux processus tectoniques différents dans le style et le temps:

1- Un événement tectonométamorphique polyphasé avec déplacement de la matière vers le NW ou l'W.

2- Une tectonique tangentielle post-métamorphique, avec des déplacements vers le Sud. Elle est manifestée postérieurement à la mise en place des granites, au cours de la période autunienne.

Cet auteur a distingué quatre unités tectoniques qui sont du bas vers le haut:

-L'unité de Ouled Aguid dont la base est inconnue. Elle comprend le "groupe de Koudiat El Adam", non métamorphique, d'âge Ordovicien, et le "groupe de Ouled Hassine", métamorphique, d'âge présumé Dévonien et affecté par une tectonique polyphasée.

-L'unité de Benguerir, métamorphique, d'âge présumé Viséen à Namurien. Elle est séparée de l'unité précédente par un chevauchement penté au SW. A l'Ouest, elle passe à la formation

ce Lalla Tittaf où elle est recoupée par le granite de Ras El Abiod (Jenny, 1974). Sa mise en place est située entre la première et la deuxième phases de déformation hercynienne.

Ces unités constituent l'autochtone relatif des deux unités suivantes.

- l'unité de Jbel Kharrou, non métamorphique, datée à l'Ordovicien. Elle est séparée des autres unités par un chevauchement presque plat à vergence Sud. Son déplacement minimal est estimé à 20 km et sa mise en place est intra-autunienne.

- l'unité de Daalat, située au sommet de l'édifice structural. Elle est constituée de matériel sédimentaire non métamorphique daté au Viséen supérieur à Namurien et est limitée à sa base par un contact anormal peu penté, à vergence Sud. Son déplacement est estimé à 22 km et l'âge de sa mise en place est supposé autunien.

Enfin, parmi les travaux les plus récents sur les Rehamna, on cite ceux de :

- Boubaouene (1984) sur le métamorphisme de contact du granite de Sebt de brikiine (région de Tentanna-ferme Prioux).

- Arini (1985) sur la géochimie isotopique des granites des Rehamna.

- Lagarde et Michard (1986) sur la quantification et la cinématique de la déformation hercynienne dans les Rehamna centraux et orientaux. Ces auteurs, bien qu'ils ont mis l'accent sur l'importance de la tectonique tangentielle dans le domaine oriental, insistent toujours sur le caractère transcurrent de la déformation paroxysmale dans le domaine central.

- Lagarde (1987) et Diot (In: El Mahi, 1991) sur la déformation des granites hercyniens.

- El Mahi (1991) sur l'interaction entre le métamorphisme et la mise en place des leucogranites des Rehamna.

III.3. LITHOSTRATIGRAPHIE

La stratigraphie du secteur étudié a été établie par corrélation avec les secteurs voisins, notamment avec celui des Rehamna septentrionaux qui montrent des séquences datées par des fossiles (Piqué, 1972; Hoeppfner, 1974; Jenny, 1974 ; Destombes et al., 1982).

La contribution de l'auteur de ce mémoire en matière de stratigraphie va porter sur la reconsidération, d'une part, du nombre de formations et de la nature de quelques lithologies citées dans les travaux antérieurs, et d'autre part, des limites fixées par l'équipe de Strasbourg entre la formation des Skhour et celle de Ouled Slimane et entre la formation d'El Broumi-Ouled Hassine et celle de Jorf El Ahmar. Ces reconsidérations seront accompagnées de quelques précisions sur la colonne stratigraphique.

III.3.1. Rehamna centraux

Le substratum précambrien et la série basale du Cambrien ont été récemment découverts par Corsini et al. (1988). Ils affleurent hors du secteur étudié au Sud des Rehamna centraux: il s'agit de rhyolites métamorphisées rapportées au Précambrien supérieur. Ces orthogneiss sont surmontés par des arkoses, des schistes noirs (Fm₁) et des calcaires (Fm₂) attribués au Cambrien inférieur (Fig. 10).

La couverture paléozoïque du socle précambrien comprend deux formations tectonostratigraphiques:

- Une formation allochtone (formation des Skhour) d'âge cambro-ordovicien, limitée à sa base par un chevauchement à vergence NW et affectée par un métamorphisme barrovien. L'intensité maximale de ce métamorphisme, exprimée par le développement d'assemblages métamorphiques à staurotide, est établie dans le faciès des amphibolites. La mise en place de cette formation est antérieure aux stades tardifs du deuxième épisode tectonique.

- Une formation autochtone (formation de Kef El Mouneb) intensément cisailée, d'âge Dévonien, affleurant en fenêtre tectonique au coeur de l'anticlinal F₃ du domaine central. Il

s'agit en fait de la partie sommitale fortement cisailée de l'autochtone que nous proposons d'appeler zone de cisaillement de Kef El Mouneb. Cette zone comprend essentiellement des matériaux conglomératiques affectés par un métamorphisme barrovien à staurotide et disthène. Ces matériaux autochtones affleurent également dans les domaines non à peu métamorphiques des Rehamna, où ils sont peu affectés par la composante de cisaillement.

La Z.C.K.M. est ensuite réactivée en faille normale ductile durant les stades tardifs de la deuxième phase de déformation.

III.3.1.1. Formation des Skhour

La stratigraphie de cette formation a été établie en détail par Jenny (1974) qui l'a subdivisé en deux membres (Fig.11).

-Un membre inférieur d'âge Cambrien moyen montrant du bas en haut:

1) Des phyllades ou micaschistes verts des Skhour (2000 m), avec quelques intercalations de phyllades gréseuses et de semipélites à caractère de métagrawauckes.

2.1) Des phyllades sombres de Bir Jdid Cherfa. L'examen de ces faciès a permis d'y observer quelques intercalations de metabasites en bancs décimétriques. Les micaschistes de Bir El Haj présentent quelques intercalations d'amphibolites quartziques à grenat de 1 à 10 cm d'épaisseur (Destombes et al., 1982). Les observations de terrains ont montré que ces lithologies affleurent également au Sud de Lehlelet et qu'elles correspondent en fait à des roches calcosilicatées. En intercalations dans les micaschistes de Ouled Slimane, on a trouvé également des métagrawauckes ayant une épaisseur maximale de l'ordre de 150 m (voir carte hors texte: c.h.t.).

2.2) Des quartzophyllades et des quartzites de Bir Jdid Cherfa.

-Un membre supérieur rapporté à l'Ordovicien montrant la succession suivante:

- 3) Des phyllades supérieures à intercalations de lits quartzitiques et phylladques (150 m).
- 4) Des quartzites individualisées au nombre de trois barres; (4.1) des quartzites blancs inférieurs montrant à leur base un niveau grés-quartzitique plus ou moins ferrugineux, (4.2) des quartzites blancs moyens surmontés par un niveau de grés quartzique ferrugineux et (4.3) des quartzites blancs supérieurs massifs.
- 5) Des phyllades supérieures (50 à 75 m) avec à leur base un niveau quartzophylladique.
- 6) Des quartzites et des phyllades microconglomératiques (30 à 50 m) à ciment plus ou moins gréseux.
- 7) Des phyllades à niveaux grés-carbonatés (20 à 100 m).

Selon Destombes et al. (1982), la formation des Skhour passe vers le Sud à la formation cambrienne de Ouled Slimane dont la limite supérieure coïncide approximativement avec l'isograde de la biotite. Cette dernière formation est constituée essentiellement de micaschistes verts qui prolongent vers le Sud les phyllades cambriennes des Skhour. A notre sens, les micaschistes de la formation de Ouled Slimane, relativement plus métamorphiques et plus anciens, font partie intégrante de la formation des Skhour et ce, en raison de la continuité stratigraphique entre les termes cambriens des deux formations, leurs faciès lithologiques identiques et le caractère progressif du métamorphisme barrovien qui les affecte.

III.3.1.2. Formation de Kef El Mouneb

Ces terrains de type "vieux grés rouges" affleurent également au Nord à Skhira es Slimane, où ils sont datés du Dévonien inférieur, à Bled Mris et à Sidi Abdellah.

Selon l'équipe de Strasbourg, ces terrains reposent à Kef El Mouneb en discordance angulaire

faible (10° à 20°) sur les terrains ordovicien inférieur-cambrien moyen. Cette discordance est attribuée à une tendance au soulèvement caledonien (phase ardeno-acadienne entre le Silurien et le Dévonien moyen).

L'étude tectonique menée dans le secteur a montré que la Z.C.K.M. se situe à la base de l'édifice structural des Rehamna (ch.IV). Sur le problème de la discordance angulaire entre les matériaux dévoniens et cambriens, la seule discordance rencontrée par l'auteur a été localisée au sein même de la Z.C.K.M. où localement les métaconglomérats sont légèrement discordants sur les micaschistes dévoniens. Cette discordance locale est interprétée en terme d'un rejeu tectonique secondaire de contact entre ces deux lithologies.

Le matériel composant la Z.C.K.M. comprend essentiellement des métaconglomérats avec des intercalations de lits grés-argilo-micacés ferrugineux (100 m) (Destombes et al., 1982). Les galets des métaconglomérats, essentiellement quartzitiques, ont une dimension et une longueur maximales respectives de 0.35 m^3 et 1,35 m (Piqué, 1972; Destombes et al., 1982).

III.3.2. Rehamna orientaux

Le domaine oriental est situé au sommet de l'édifice structural du secteur étudié. Il a été rapproché de la formation des Skhour durant les stades compressifs de la deuxième phase tectonique. Ce secteur est affecté par une déformation hercynienne polyphasée exprimée par trois phases tectoniques dont les deux premières sont associées à un métamorphisme barrovien à staurotide. Les terrains impliqués dans la déformation hercynienne ont des âges qui s'échelonnent du Cambrien au Viséen. ils s'organisent en trois formations tectonostratigraphiques qui sont du bas en haut:

-La formation de Jorf El Ahmar d'âge Cambro-ordovicien (Hoeppfner, 1974; Jenny, 1974);

-La formation d'El Broumi-Ouled Hassine attribuée au Dévonien;

-La formation de Lalla Tittaf d'âge présumé Tournaisien à Viséen.

Les deux premières formations sont séparées par un contact tectonique à caractère de faille

normale ductile tardi-D₂.

III.3.2.1. Formation cambro-ordovicienne de Jorf El Ahmar

Les termes directement équivalents à cette formation affleurent à l'Est dans la région de Jbel Kharrou (Jenny, 1974). Au dessous de la série ordovicienne (Gigout, 1951; Michard, 1969; Jenny, 1974) (Fig.11) affleurent au coeur de l'anticlinal de Laananat les matériaux du Cambrien moyen qui comportent des schistes verts correspondant aux schistes à paradoxides des Rehamna occidentaux (Destombes et al., 1982), des grés-phyllades puis une barre de grés quartzite représentant l'équivalent des quartzites d'El Hank. Ces termes cambriens sont comparables à la formation de Sidi Bou Oukfa définie à l'Est par Hoeppfner (1974).

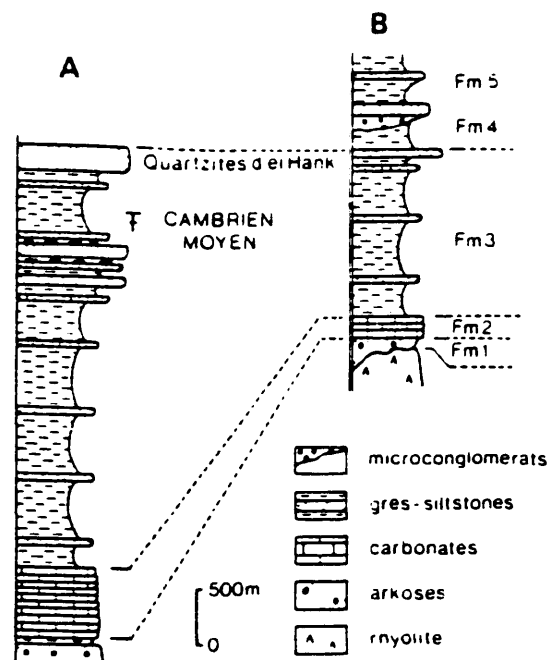


Fig.10. Colonne stratigraphique impliquant le substratum précambrien et le membre cambrien des Rehamna centraux. (D'après Corsini et al., 1988).

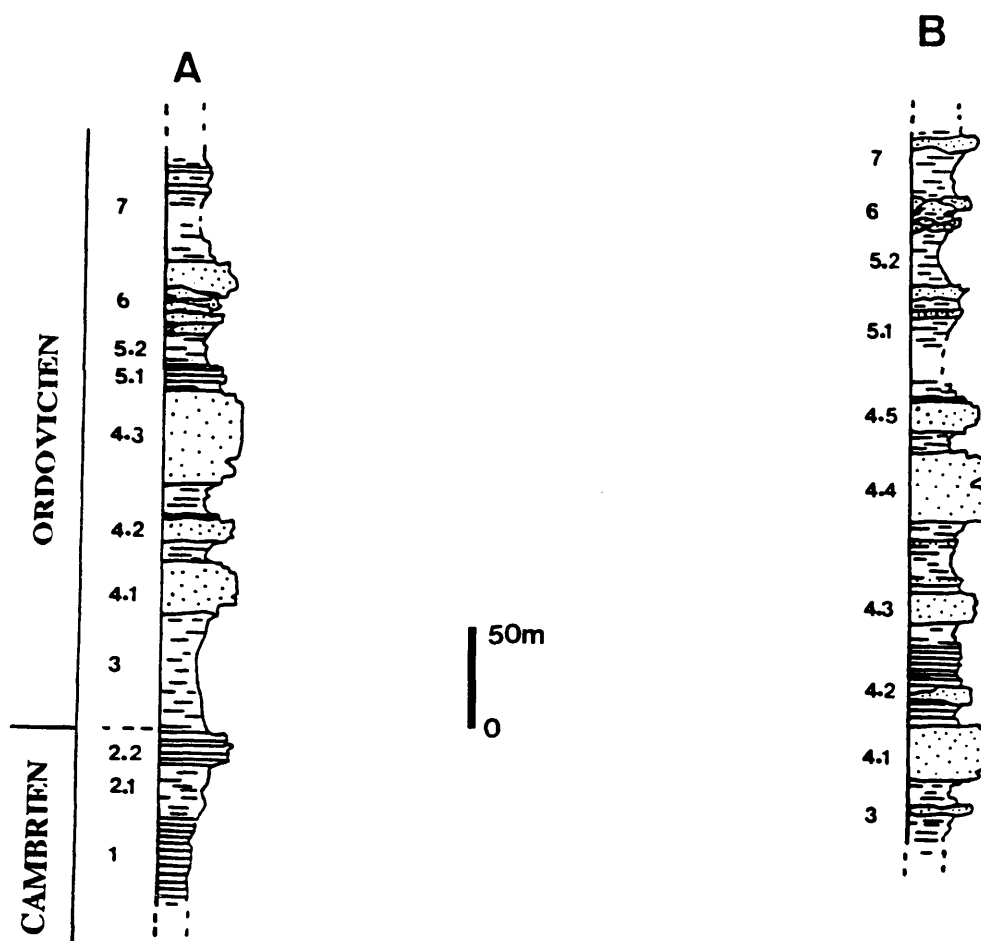


Fig.11. Cdonnes stratigraphiques du Cambro-Ordovicien de la formation des Skhour (A) et de la série ordovicienne de la formation de Jorf El Ahmar (B). (D'après Jenny, 1974).

La série de l'Ordovicien (700 m) succède à la série du Cambrien moyen après la lacune du Cambrien supérieur sans aucune discordance apparente. Elle est constituée par la succession suivante:

- Des grésophyllades de type Drioukat (Arénig inférieur).
- Des argilites micacées et des quartzites de type Demja (Arénig moyen à Liandeilo).
- Des grés micacés bioturbés et des quartzites de type Allahia inférieur (Llandeilo supérieur à Caradoc inférieur).

-Des quartzites de type Allahia supérieur (Caradoc moyen-supérieur).

-Des phyllades, des grès carbonatés et des grès microconglomératiques de type Goulibet El Mesrane (Asghill-Tarannon au sommet).

Les deux derniers termes de la série ordovicienne se prolongent vers le Sud comme la terminaison périclinale de l'anticlinel F_1 de Laananat (voir c.h.t.)(Jenny,1974).

De la comparaison de la formation des Skhour avec la formation non métamorphique de J.Kharrou (prolongation Est de la formation de Jorf El Ahmar) il ressort que (Jenny,1974) :

-Le membre inférieur de la formation des Skhour présente des similitudes de faciès avec la formation de Sidi Bou Oukfa d'âge Cambrien moyen.

-Les niveaux 3 et 4.1 correspondent à la formation de Drioukat (Arénig inférieur)-Demja (Arénig moyen-à Llandeilo inférieur).

-Les niveaux 4.2 et 4.3 correspondent à la formation d'Allahia (Llandeilo supérieur-Caradoc).

-Les niveaux 5, 6 et 7 sont comparables à la formation de Goulibet-El-Mesrane (Asghill).

III.3.2.2. Formation dévonienne d'El Broumi-Ouled Hassine

La succession et la signification stratigraphique de cette formation sont établies à partir de coupes partielles qui montrent d'Ouest vers l'Est, donc du bas en haut, les termes suivants (Fig.12) (Jenny, 1974):

-1) Des phyllades et micaschistes à patine verdâtre .

-2) Des micaschistes noirs, des quartzophyllades plus ou moins continus, avec des calcschistes définis uniquement à Ras El Broumi.

4, 4 et 5) Des phyllades et micaschistes noirs relativement fins, des quartzomicaschistes et des quartzites emballés dans une matrice micaschisteuse.

L'âge de cette formation est défini par sa corrélation, hors de la région étudiée, avec le secteur oriental à Guelb-Zraïkem (Fig.8)(Jenny, 1974), où la formation d'El Broumi-Ouled Hassine chevauche le flanc Sud-Est de l'anticlinal de Laananat (Hoepfner, 1974; Piqué et al., 1982). Les termes situés à la base de cette formation (terme 1) sont attribués à l'Ordovicien supérieur-Silurien à l'endroit (Jenny, 1974). Ils sont surmontés successivement par les termes 2, 3 et 4 rapportés au Dévonien moyen, et le terme 5 d'âge attribué au Dévonien inférieur (Jenny, 1974; Destombes et al., 1982). Dans le secteur étudié, l'observation directe du contact entre les micaschistes et les quartzophyllades d'âge Dévonien moyen et les métapélites attribuées à l'Ordovicien supérieur a révélé sa nature mécanique. En effet, deux types de schistosité ont été codées de part et d'autre de ce contact; une schistosité régionale S_1 caractérisant les métapélites de l'Ordovicien supérieur et une schistosité S_2 marquant régionalement les métapélites et les quartzophyllades dévoniens. Ce contact tectonique correspond en fait à un cisaillement complexe dont le jeu ultime correspond à celui d'une faille normale. Sur la base de ces nouvelles observations, on exclut le terme 1 ordovicien de la formation d'El Broumi. D'ailleurs, les métapélites rapportées à l'Ordovicien supérieur (terme 1) sont à intégrer avec la série de Jorf El Ahmar, où elles constituent la couverture supérieure de la structure anticlinale de Laananat (voir c.h.t.).

L'âge présumé Dévonien inférieur du terme 5 a été reconsidéré sur la base de corrélations avec la formation de Ouled Zednes datée par des fossiles dans les secteurs non métamorphiques. Le terme 5 de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine affleure au SE sous le nom des micaschistes de Ouled Heïz qui comportent quelques intercalations de metabasites rappelant les termes dévoniens supérieurs de la formation de Ouled Zednes. Ce magmatisme d'âge Dévonien supérieur est également manifeste dans le bassin de Sidi-Bettache de la méséta nord-occidentale (Kharbouche et al., 1985). Ces nouvelles observations suggèrent donc un âge Dévonien supérieur probable du terme 5 de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine.

III.3.2.3 Formation de Lalla Tittaf

Cette formation a été désignée par Jenny (1974) et Destombes et al.(1982) sous le nom de la

formation des micaschistes et amphibolites de Lalla Tittaf. Cette nomination est confuse, en ce sens que le terme amphibolite, indiquant ici des metabasites, peut être utilisé aussi bien pour désigner des roches riches en amphiboles que pour caractériser un faciès métamorphique comportant des roches paradérivées et/ou orthodérivées. Quatre ensembles lithologiques dont l'ordre stratigraphique n'est pas établi (Destombes et al., 1982) ont été définis à partir de coupes sériées (Fig.13) (Jenny, 1974):

- Des micaschistes et quartzomicaschistes noirs ou gris avec de rares intercalations de calcschistes et de metabasites.
- Des calcaires métamorphiques sombres parfois dolomitiques, qui se présentent en bancs décimétriques à métriques.
- Des metabasites relativement massives en bancs métriques, souvent associées à des métagrauwackes.
- Des orthogneiss fins à quartz et plagioclase plus ou moins ocellés, dont le protolite igné correspond à un matériel volcanique acide (dacites ou rhyolites).

La série de Lalla-Tittaf est considérée comme un flysch à intercalations de roches basiques, acides et calcaires (Michard, 1969). Elle correspond dans les Rehamna septentrionaux aux flyshes à roches vertes de la Gada-Jenabia, d'âge Viséen supérieur-Namurien, et dans les Jbilet à ceux de Jbel Sahrlef, datés au Viséen supérieur. Selon Jenny (1974), l'âge de ces deux derniers flyshes permet d'attribuer un âge Viséen supérieur-Namurien à la formation de Lalla Tittaf. Cependant, la continuité stratigraphique de celle-ci avec les micaschistes de Ouled Heriz d'âge présumé Dévonien supérieur encourage à lui attribuer un âge Tournaisien à Viséen probable.

III.3.3. La zone de cisaillement de Ouled Zednes

Il s'agit d'une bande de cisaillement qui se prolonge vers le Nord, hors du secteur étudié, par le faisceau de roches dévoniennes et viséennes datées à Sidi Abdellah (Destombes et al., 1982).

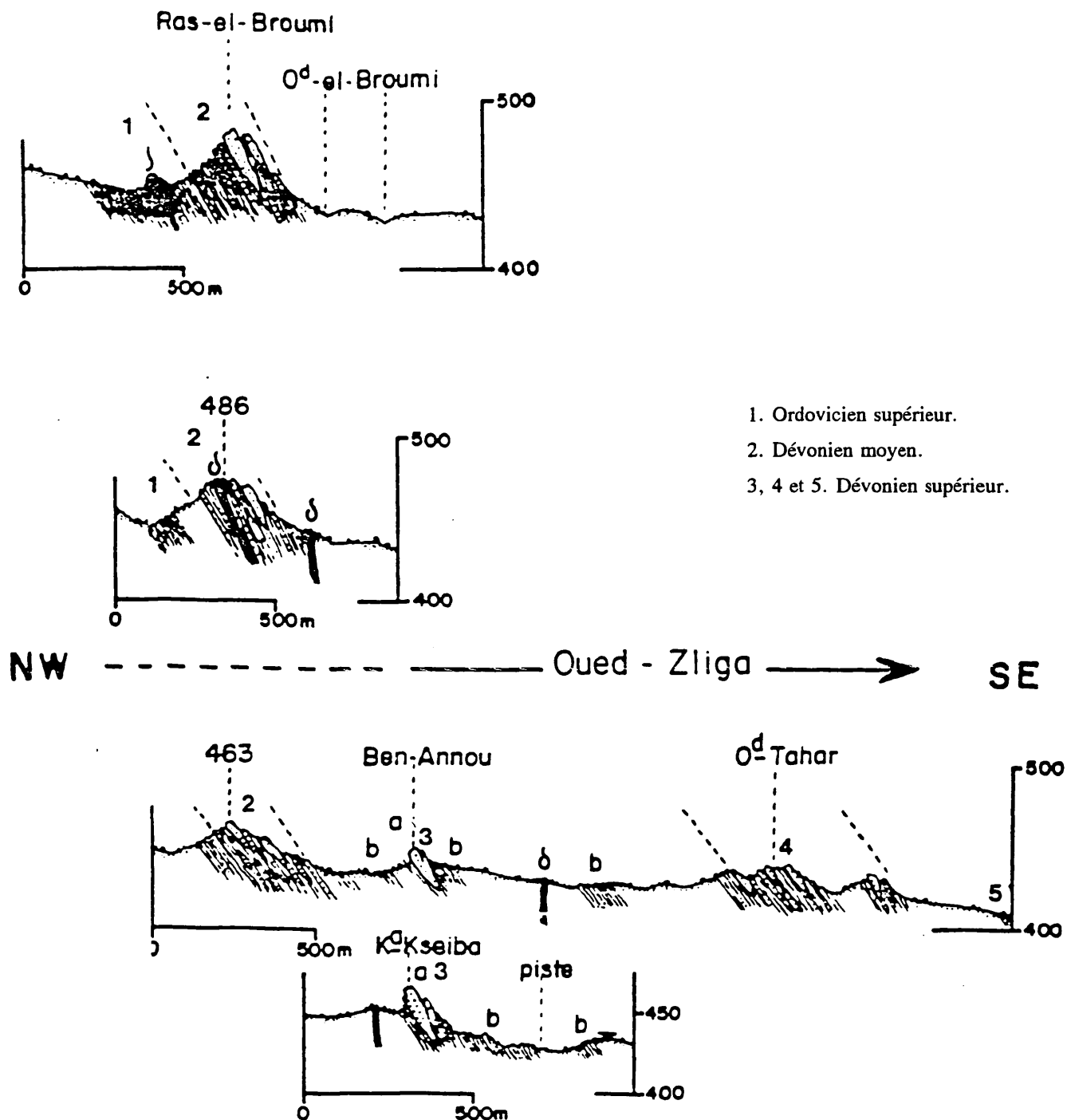


Fig.12. Coupes sériees dans la formation d'El Broumi-Ouled Hassine (2, 3, 4 et 5). (b): filons de dacitoïdes. (D'après Jnny, 1974; modifié).

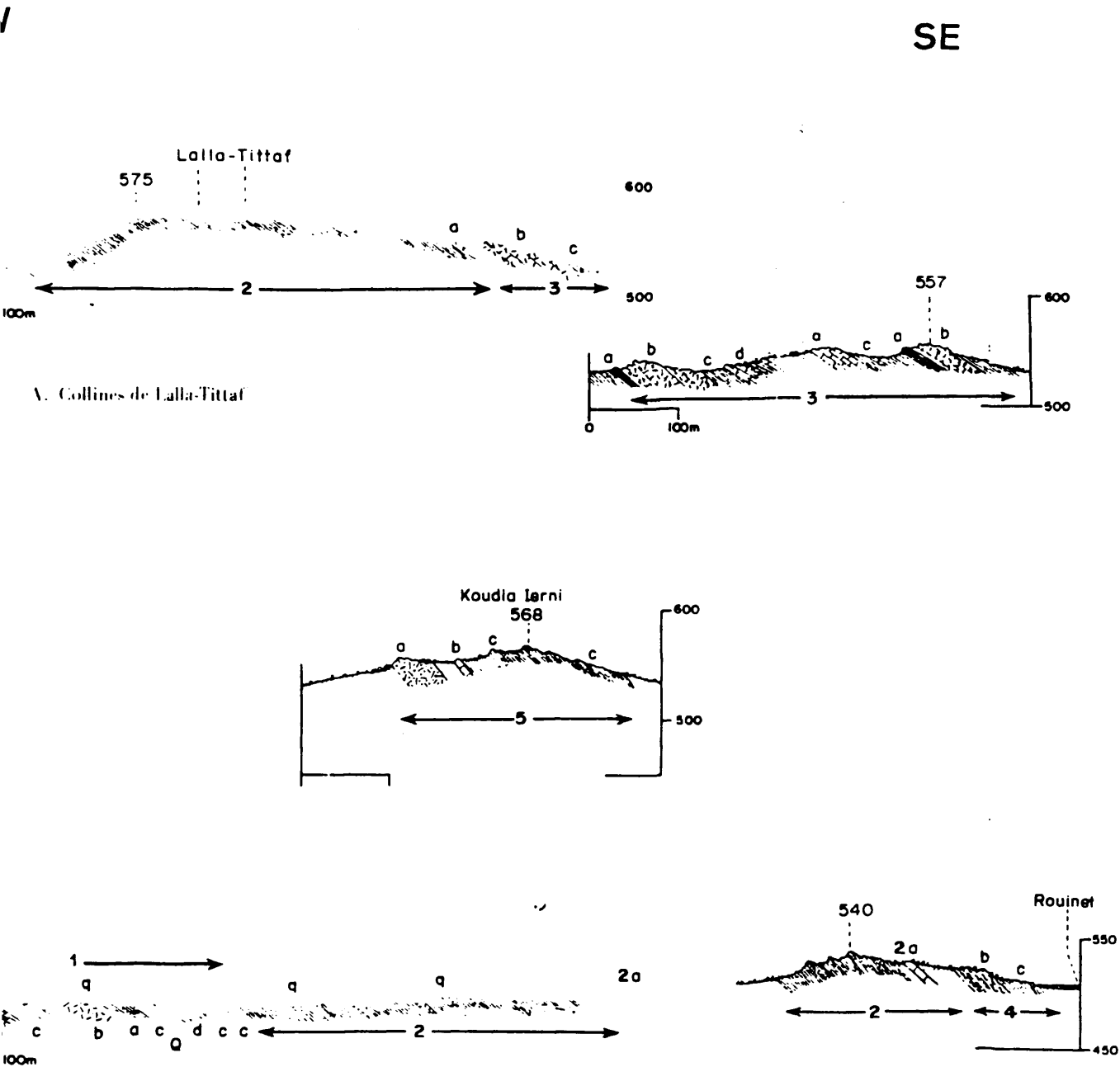


Fig.13. Coupes lithostratigraphiques dans les micaschistes et orthoamphibolites de Lalla Tittaf. q, tarse quaternaire localement encroutée; 1a, micaschistes; 1b, rares niveaux de metabasites massives; 1c, micaschistes et quartzomiaschistes; 1d, calcschistes; Q, filon de quartz pegmatitique; 2, micaschistes et quartzomiaschistes; 2a, banc de calcaire sombre; 3a, metagrawauckes finement rubané; 3b, metabasites massives; 3c, micaschistes et quartzomiaschistes; 3d, micaschistes fins; 4b, gneiss à grain fin; 4c, micaschistes; 5a, metabasites tés massive, riche en plagioclase; 5b, calcschiste; 5c, micaschistes et quartzomiaschistes. (D'après Jenny, 19'4; modifié).

III.3.3... Formation des calcaires de Ouled Zednes

Selon la coupe type réalisée près d'Ouled Zednes, cette formation présente de bas en haut la succession des termes suivants (Fig.14)(Jenny, 1974; Destombes et al., 1982):

- 1) Des phyllades noirs, des quartzophyllades et des quartzites discontinus de Chabet El Louzik (75 m), avec quelques faciès d'origine conglomératique douteuse. Ce terme est attribué au Silurien à Dévonien inférieur.
- 2) Des calcaires partiellement dolomitiques (30 m) de couleur bleu à blanc rosé, d'âge Dévonien moyen.
- 4, 5 et 6) Des quartzites, des phyllades et des grés carbonatés de Oued El Fejaj, d'âge Dévo-

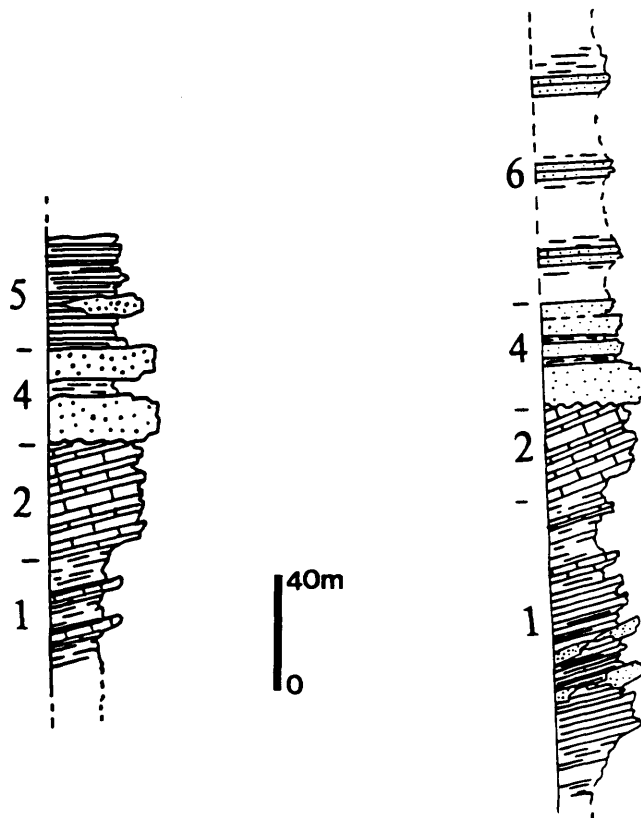


Fig.14 Colonne stratigraphique du Dévonien de la formation de Ouled Zednes. (D'après Jenny, 1974).

nien supérieur. Les termes supérieurs de ce niveau peuvent relever du Tournaisien. Les niveaux quartzitiques reposent en discordance angulaire sur les calcaires. Il s'agit d'une discordance de nature stratigraphique ou tout simplement d'un rejeu tectonique de contact secondaire entre les deux termes.

En intercalations dans les micaschistes du terme 5, on a rencontré des niveaux centimétriques et discontinus de metabasites de couleur verte à vert sombre. Les fortes recristallisations métamorphiques qui ont affecté ces lithologies n'ont pas permis de déterminer leurs protolites.

III.4. CARACTERISTIQUES STRUCTURALES

Le secteur étudié est affecté par une déformation hercynienne polyphasée d'âge westphalien, dont l'intensité et le style sont variables d'un domaine structural à l'autre.

L'épisode de déformation D_1 a engendré des plis F_1 subhorizontaux, orientés NE-SW et déversés au NW.

Dans la formation des Skhour, ces plis sont fortement dilacérés par des cisaillements qui s'opèrent de préférence sur les flancs inverses (Piqué, 1972; Jenny, 1974; Hoepffner et al., 1982). D'après l'équipe de Strasbourg, ces cisaillements sont rapportés à la deuxième phase tectonique: ils sont à l'origine du comportement de tout le bloc central comme un couloir de cisaillements prédominée par des mouvements transcurrents. La nature de ces mouvements est soutenue par les linéations d'étirement subhorizontales et parallèles en orientation aux axes des plis F_1 .

La deuxième phase tectonique dans le secteur oriental a donné naissance à des plis F_2 coaxiaux aux plis F_1 et déversés à l'Ouest (Hoepffner, 1974; Jenny, 1974; Hoepffner et al., 1975; Piqué et al., 1982). D'après Lagarde et Michard (1986), le flux de matière E-W fortement plongeant à l'Est suggère la prédominance des mouvements chevauchants.

Sur la base de ces données structurales des deux premières phases de déformation hercynienne, Lagarde et Michard (1986) ont avancé un modèle tectonique (Fig. 15) dans lequel les mouvements chevauchants, prédominants dans le secteur oriental, se transforment progressivement et simultanément en mouvements transcurrents dans le secteur central: il s'agit d'une anomalie cinématique dans la rampe frontale des chevauchements orientaux, qui s'est traduite par l'échappement horizontal NE-SW de la matière dans les Rehamna centraux.

Ce modèle en partie autochtoniste, en associant le métamorphisme barrovien des Rehamna centraux aux mouvements transcurrents, ne peut être avancé, en première analyse, comme un schéma tectonométamorphique, puisqu'il contredit les modèles tectonothermaux actuellement admis pour les ceintures métamorphiques.

Le dernier épisode tectonique manifesté dans le secteur étudié (phase de déformation D_3) a

donné lieu à des plis F_3 micro et mésoscopiques et des décrochements dextres (Jenny, 1974; Hoeppfner et al., 1982). Les structures macroscopiques du plissement F_3 , qui est en principe à l'origine du soulèvement de la chaîne, sont apparemment absentes dans la carte géologique actuelle des Rehamna. En l'absence de telles structures cartographiques tardives, l'interprétation des linéations d'étirement, la reconstitution de la cinématique des mouvements, la détermination de la nature, voire même l'âge relatif, des cisaillements et, en résumé, la compréhension de l'évolution tectonothermale du massif seraient erronées.

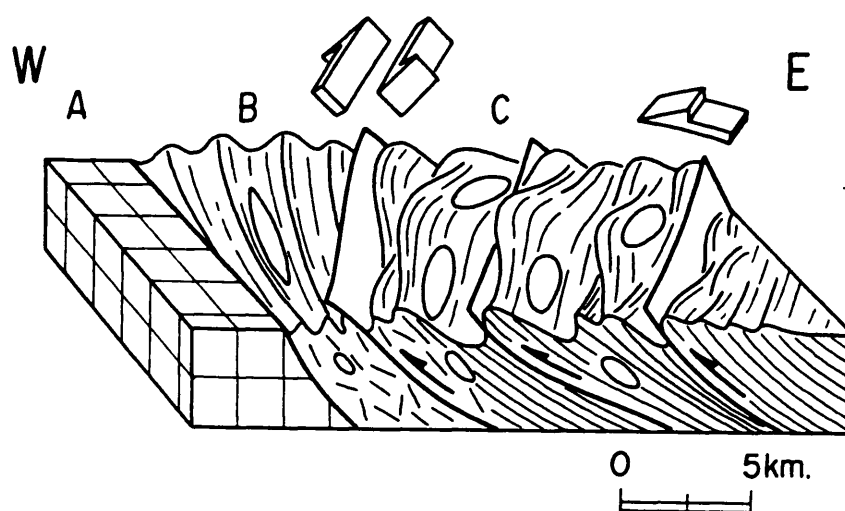


Fig.15. Modèle tectonique des Rehamna. Les structures et microstructures résultent de la combinaison de chevauchements à vergence Ouest et de cisaillements transcurrents dextres. Les chevauchements sont particulièrement marqués à l'Est du massif (Zone C). Ils s'opèrent en direction du bloc stable (Zone A). Les cisaillements transcurrents ont une intensité maximale au centre du massif (Zone B) et correspondent à des déplacements horizontaux parallèlement aux limites du bloc stable. La déformation finie de type aplatissement dans la majeure partie de la zone C passe au champ de la constriction au front des principaux chevauchements (Zone B). (D'après Lagarde, 1985).

III.5. CARACTERISTIQUES DU METAMORPHISME HERCYNIEN

III.5.1. Métamorphisme régional

Des gradients métamorphiques E-W et N-S, parallèles aux gradients de déformation, ont été mis en évidence pour la première fois dans les Rehamna par Gigout (1951). Pour cet auteur, le métamorphisme est antérieur à la structuration tectonique du massif. L'association étroite entre le métamorphisme régional et la déformation hercynienne a été établie par Michard (1968 a,b); cet auteur a mis en évidence dans les micaschistes des porphyroblastes de chloritoïdes, de staurotides et de disthènes développés en condition syn-tectoniques.

Dans des thèses de spécialité, Piqué (1972), Hoepffner (1974) et Jenny (1974) ont réalisé la première étude zonéographique dans les Rehamna. Cette étude a été accompagnée de quelques caractérisations pétrographiques et d'une étude microstructurale centrée sur la position globale de la blastèse par rapport à la déformation hercynienne.

III.5.1.1. Répartition et localisation des différentes zones métamorphiques et leur relation avec les structures hercyniennes

Les faciès anchi à épizonaux se localisent au Nord et à l'Ouest du massif, alors que le centre et le Sud présentent des assemblages métamorphiques mésozonaux (Fig.16)(Hoepffner et al., 1982).

Au Nord et à l'Ouest des Rehamna occidentaux et dans la zone des chaînons de Jorf El Ahmar, Koudait El Adam, Allahia, Jbel Kharrou et El Mesrane, le métamorphisme régional, exprimé par des réorientations de micas blancs qui soulignent la schistosité de fracture et /ou de flux, est typiquement anchizonal (Hoepffner et al., 1982).

Le domaine épizonal, caractérisé par des assemblages minéralogiques typiques du faciès des schistes verts, est accompagné d'une schistosité de type flux. Deux zones y sont distinguées, l'épizone supérieure, correspondant à la zone à chlorite, et l'épizone inférieure, caractérisée par la disparition de la chlorite dans certains faciès et l'apparition progressive de la biotite et du grenat (Piqué, 1972;

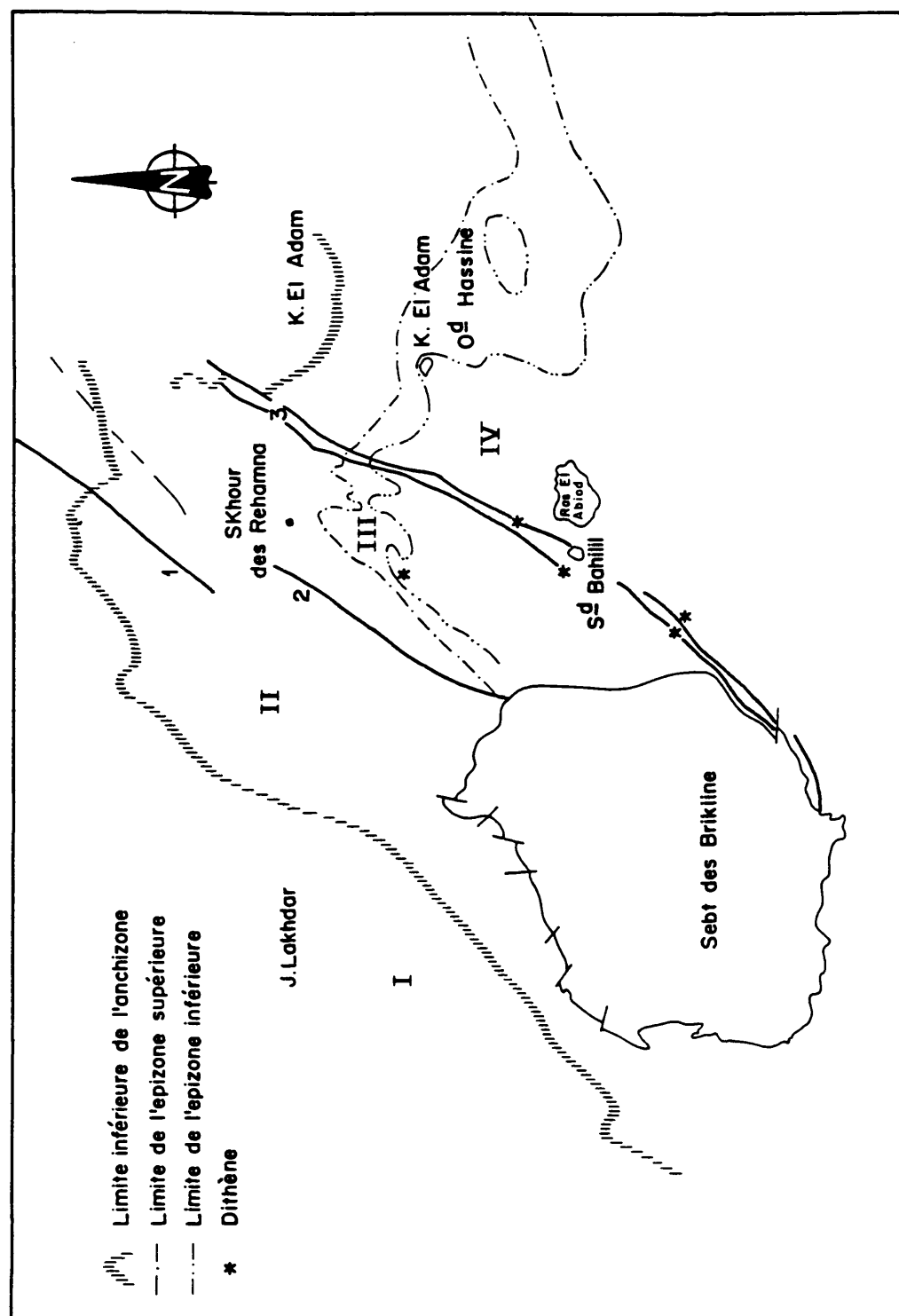


Fig. 16. Carte des isogrades du métamorphisme régional des Rehamna. I, anchizone; II, épizone supérieure; III, épizone inférieure; IV, mésozone. Failles: 1, du Haut Tarfa; 2, médiane; 3, Ouled Zednes. σ , granites tardi-hercyniens. (In: Michard, 1982).

Hoeppfner, 1974; Jenny, 1974).

Le domaine mésozonal, correspondant au faciès des amphibolites, est marqué par l'apparition de la staurotide et localement du disthène (Fig.16).

Les différentes zones métamorphiques sont disposées de manière concentrique (Fig.16) tout en montrant une orientation parallèle (NW-SE) à celles des structures tectoniques majeures. Elles sont limitées par des isogrades qui recoupent généralement les lignes structurales (Fig.16)(Hoeppfner et al., 1982).

III.5.1.2. Type, conditions et origine du métamorphisme

La zonation métamorphique décrite précédemment, compte tenu de l'existence de quelques localités à chloritoïde, est typiquement barroviennne (Hoeppfner et al., 1982). Elle montre une culmination métamorphique à Kef El Mouneb, où se développent des assemblages métamorphiques à staurotide et disthène (Piqué, 1972; Hoeppfner et al., 1982). Selon l'équipe de Strasbourg, l'enfouissement des séries paléozoïques, qui sont surmontées seulement par 6 à 8 milliers de mètres de roches, n'explique pas à lui seul le développement d'un métamorphisme à staurotide et disthène. Un modèle de dôme thermique est avancé par Michard (1976) pour expliquer le gradient métamorphique des Rehamna, qui est supposé lié à un gradient thermique de l'ordre de 50°C/km. L'origine des pressions relativement élevées est rapportée par le même auteur à des surpressions locales d'origine tectonique.

III.5.2. Métamorphisme de contact associé aux granites tardi-hercyniens

Ce métamorphisme est le résultat des perturbations thermiques engendrées par la mise en place des plutons granitiques qui a fortement déstabilisé les paragenèses régionales. Il a donné naissance à des assemblages minéralogiques typiques du faciès de cornéennes à andalousite et/ou à cordierite. Ces assemblages, rencontrés parfois loin de tout affleurement de granite, sont rapportés par Hoeppfner et al. (1982) à la présence d'un batholite en profondeur. Toutefois, le développement

d'associations minéralogiques typiques d'un métamorphisme de basse pression, loin de toute influence thermique directe des granites, n'écarte pas la possibilité d'une évolution rétrograde associée au métamorphisme régional.

III.6. MAGMATISME TARDI ET POST-OROGENIQUE

III.6.1. Les granites tardi-hercyniens

Les granites des Rehamna sont intrusifs dans les séries paléozoïques affectées par une tectonique syn-métamorphique. De l'Ouest à l'Est, on distingue (Hoeppfner, 1982) le batholite de Sebt-de-Briikine et les plutons de Sidi Bahilil, Koudiat er Rmel, Ras El Abiod et Koudiat El Adam (Fig.9). Vers le Sud (au Sud de Ben Guerir) affleure le pluton granitique de Moulay Kerkour (Figs. 8 et 9).

Le granite de Sebt de Briikine: c'est le granite le plus important des Rehamna; sa longueur maximale atteint 20 km. Il est de couleur rose, à grains variable et est formé essentiellement de quartz et de feldspath potassique (orthose perthitique), de plagioclase (An 20) et de micas (biotite et muscovite)(Hoeppfner, 1982). Il s'agit d'un granite alcalin appartenant à la série monzonitique.

Le granite de Moulay Kerkour est pétrographiquement similaire au granite de Sebt de Briikine.

Les leucogranites de Sidi Bahilil, Ras El Abiod et Koudiat-er-Rmel: ils affleurent dans les Rehamna crientaux (granite de Ras El Abiod et le pointement granitique de Koudiat er Rmal) et dans la zone de cisaillement de Ouled Zednes (granite de Sidi Bahilil). Il s'agit de granites à biotites et muscovites primaires qui sont souvent affectés par des altérations deuteritiques. Des faciès leucocrates saccharoïdes sont localement observés dans la partie Sud du granite de Sidi Bahilil. Le pointement granitique de Koudiat er Rmel est fortement greisenifié. Sur le terrain, ces plutons ne montrent pas de relation de contact avec les granites monzonitiques. Les rapports isotopiques initiaux du strontium ($0,70661 \pm 0,71160$ pour les leucogranites, et $0,70555 \pm 0,00117$ pour les granites d'affinité alcaline) montrent effectivement qu'ils n'existent pas de relation génétique directe entre les deux types de granites (Mrini, 1985). Les leucogranites ont des rapports isotopiques initiaux traduisant une origine crustale assez marquée, avec une légère assimilation d'un composant basique, alors que le rapport initial des granites alcalins indique une origine mixte, mantellique et crustale (Mrini, 1985).

L'étude radiométrique Rb/Sr (Mrini, 1985) a permis d'obtenir un âge de 268 ± 6 Ma pour les granites monzonitiques. Aucun âge fiable n'a été obtenu pour les leucogranites: un âge de 275 ± 7 Ma obtenu sur muscovite par Tisserant (1977) contredit les données de terrains qui indiquent que

les leucogranites, relativement plus déformés, sont antérieurs aux granites alcalins (Lagarde, 1987). Supposé voisin de ces derniers, l'âge de mise en place de ces leucogranites est évalué à 265 Ma par Mrini (1985).

La déformation des leucogranites est plus intense que celle des granites monzonitiques (Lagarde, 1987). Les fabriques planaires et les linéations détirement de leurs bords sont parallèles à la foliation régionale et aux Le de l'encaissant. Selon Hoeppfner (1982), Lagarde et Michard (1986) et Lagarde (1987), les granites des Rehamna, étant contemporains de la troisième phase de déformation, se sont mis en place en contexte tectonique compressif. L'étude structurale que nous avons menée dans le secteur a permis de reconsidérer ce contexte et l'âge de mise en place des plutons.

Les bords des plutons granitiques de Sidi Bahilil et Ras El Abiod sont effectivement affectés par une foliation pénétrative, mais qui est associée aux stades extensifs de la deuxième phase tectonique. Les cristallisations du métamorphisme de contact (andalousite et peut être la cordierite) soulignent les fabriques planaires associées à ce régime tectonique et continuent de se développer postérieurement à la définition des plans S_2 . De ces observations, il s'avère que la mise en place de ces plutons est tardi- D_2 et qu'elle est en fait contrôlée par un régime tectonique extensif.

III.6.2. Les filons de microgranites

Ces filons affleurent essentiellement dans le secteur de Lalla Mouchâa-ferme Prioux. Ils sont subconcordants avec la schistosité régionale. Leur longueur maximale est d'ordre kilométrique, alors que leur épaisseur n'excède guère 5 m. Pétrographiquement, ces roches montrent un fond microgrenu à muscovite, orthose, plagioclase et quartz et de grands cristaux de quartz corrodés ou subauto-morphes. Au plan géochimique, ces roches dérivent d'un magma d'affinité alcaline (Hoeppfner, 1982). Leur mise en place est postérieure aux granites qu'ils recoupent.

III.6.3. Les filons de dacitoïdes

Ces filons sont relativement concentrés dans le domaine des micaschistes (Gigout, 1951). Ils

sont généralement orientés N-S à N40 et plus rarement N90 à N140 (Hoeppfner et al., 1982). Ils se mettent en place dans les plans de schistosité ou dans des fractures tardives subverticales. Leur épaisseur, variable de 1 à 10 m, peut atteindre dans des cas extrêmes une vingtaine de mètres; leur longueur est métrique à kilométrique. L'étude géochimique de ces roches indique un caractère calco-alcalin (Hoeppfner, 1982).

Ces filons recoupent tous les terrains métamorphiques et aussi les plutons granitiques (Hoeppfner et al., 1982); ils ne recoupent pas les conglomérats autuniens post-orogéniques et ne s'y trouvent pas, de même que les micaschistes et les granites, en galets. Ils se sont donc mis en place après l'injection des filons de granitoïdes et avant le dépôt des conglomérats autuniens tout en restant au dessous du niveau d'érosion anté-autunien.

III.6.4. Les laves autuniennes

Il s'agit d'un volcanisme acide associé aux dépôts des conglomérats autuniens à caractère de molasse continentale. Ce volcanisme est représenté hors du secteur étudié dans les Rehamna septentrionaux et orientaux. Les roches volcaniques de Jbel Kharrou (secteur oriental) montrent une variété pétrographique qui s'étend des latites quartzifères aux rhyolites, alors que les laves de Mechraa Ben Abbou correspondent à des trachytes et des andésites.

L'étude géochimiques de ces roches indique que les laves orientales sont calco-alkalines, alors que celles septentrionales sont de nature alcaline (Hoeppfner et al., 1982). Ces roches présentent néanmoins de fortes teneurs en K_2O qui évoquent la série shoshonitique.

IV. TECTONIQUE HERCYNienne

IV.1.INTRODUCTION

L'étude structurale de ce mémoire sera abordée selon une optique allochtoniste. Bien qu'il en soit ainsi, les concepts d'unités tectoniques ont été volontairement évités puisque le secteur étudié constitue en fait une petite partie du massif des Rehamna. Les résultats obtenus dans cette étude restent pour le moment limités aux limites géologiques du mémoire. Ce n'est qu'après les avoir préciser et compléter dans le reste du massif qu'il est possible de les adapter à un langage structural purement allochtoniste.

IV.2. DEFORMATION HERCYNIENNE POLYPHASEE

Trois épisodes de déformation ont été caractérisés dans le secteur étudié. La déformation polyphasée dans la zone de cisaillement de Ouled Zednes (Z.C.O.Z.) et celle de Kef El Mouneb (Z.C.K.M.) sera décrite séparément et ce, en raison du comportement de ces zones comme limites géologiques principales entre les différents secteurs du massif.

IV.2.1. Formation des Skhour et Rehamna orientaux

IV.2.1.1. Première phase de déformation (D_1)

IV.2.1.1.1. Formation des Skhour

La formation des Skhour est limitée par deux contacts anormaux de deuxième phase tectonique. Il s'agit de la zone de cisaillement de Kef El Mouneb (limite basale), correspondant à la partie sommitale intensément cisailée des matériaux dévoniens autochtones, et de celle de Ouled Zednes (limite sommitale), limitant le secteur oriental des Rehamna centraux. La nature de ces zones de cisaillement est complexe; elles correspondent initialement à des chevauchements qui sont réactivés ensuite en failles normales au cours des stades tardifs de la deuxième phase tectonique.

A l'échelle cartographique

Cartographiquement, la formation cambro-ordovicienne des Skhour correspond à un

anticlinorium F_1 couché (Corsini et al., 1988) d'extension kilométrique qui est repris par une structure anticlinale de troisième phase tectonique. L'anticlinorium F_1 est formé de plis N30-40 à faibles plongements axiaux au NE (Jenny, 1974; Hoeppfner et al., 1975; Piqué et al., 1982). Ceux-ci sont déversés au NW et sont souvent cisailés sur leur flancs inverses (Piqué et al., 1982). La partie nord-occidentale de la formation des Skhour, correspondant au flanc inverse de l'anticlinorium F_1 , ne fait pas l'objet de cette étude.

Les plis F_1 sont affectés par des cisaillements syn-tectoniques dont le tracé cartographique est parallèle à leur plans axiaux (voir c.h.t.). L'intensité des cisaillements est fonction du degré de compétence des matériaux et de leur caractères volumétriques relatifs. Les matériaux ayant une composition essentiellement pélitique à semi-pélitique, de par le fait qu'ils s'accroissent parfaitement avec la composante de cisaillement, montrent des plis F_1 à flancs laminés et boudinés. Les matériaux compétents, où la déformation est par contre prédominée par la composante de raccourcissement, sont dilacérés selon des plans de cisaillements généralement localisés le long des zones d'intercalation de lithologies relativement incompetentes.

A l'échelle mésostructurale

Les plis F_1 sont orientés N30-40, 10 à 20° NE. Ils sont déversés au NW et sont souvent cisailés sur leurs flancs inverses; quand les cisaillements sont intenses, les flancs normaux sont également laminés. La géométrie des plis et les relations géométriques S_1 - S_0 montrent que la partie orientale de la formation des Skhour correspond au flanc normal de la structure anticlinale.

Au Nord du massif, les plis F_1 sont de type concentrique aplati. Au Sud, où le métamorphisme est plus intense, le plissement passe au type similaire. Dans certains affleurements proches de la zone de cisaillement de Ouled Zednes, les plis F_1 présentent des charnières courbes qui traduisent l'existence de cisaillements différentiels le long de leur plan axial.

Parallèlement à l'évolution Nord-Sud dans le style du plissement, les plans de schistosité S_1 montrent une évolution similaire en fonction de l'intensité du métamorphisme: alors qu'au Nord la réfraction des plans de schistosité est presque la règle, au Sud ils sont plans axiaux des plis F_1 .

L'intersection des plans de schistosité avec le litage sédimentaire se matérialise sur le terrain

par une linéation d'intersection (L_{σ_1}) bien développée au Nord du massif, où les lithologies compétentes abondent. Ces linéations sont parallèles à subparallèles aux axes des plis F_1 .

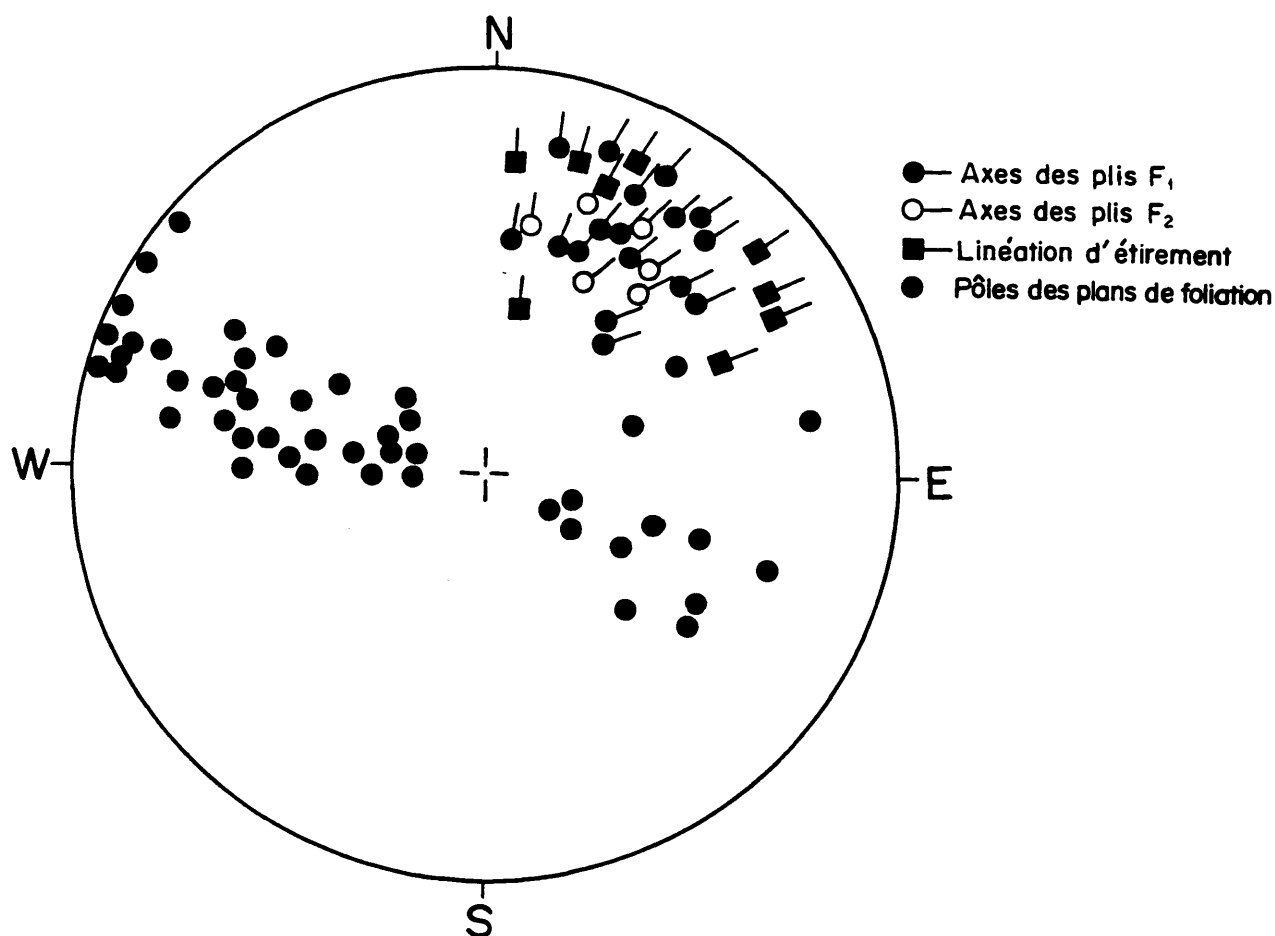


Fig.17. Axes des plis F_1 et F_2 , linéations d'étirement et pôles des plans de foliation S_1 et S_2 dans la formation des Skhour et stéréogramme correspondant.

Sur les plans S_1 on observe le plus souvent une linéation d'étirement qui s'individualise clairement jusqu'au niveau de la partie supérieure de la zone à chlorite. Elle est soulignée par le grand axe des galets des microconglomérats, des amandes de quartz, des granules ferrugineux et des

ombres de pression des grenats et des pyrites. Ces linéations sont orientées parallèlement à obliquement par rapport aux axes des plis F_1 et plongent faiblement au NE (Fig.17). Elles sont marquées à l'échelle microscopique par le grand axe des amandes de quartz étirées, des galets des microconglomérats et des ombres de pression des pyrites, des grenats, des chloritoïdes et des staurotides.

A l'échelle microscopique

Les structures plissées rencontrées sont rares. Les microplis F_1 sont souvent affectés par la composante de cisaillement qui s'opère essentiellement sur les flancs boudinés. Dans les zones de charnières, où les cisaillements sont peu manifestes, il y a formation de meneaux. Dans des cas extrêmes, quand les cisaillements prédominent et les dissolutions sont importantes, les charnières apparaissent tellement serrées qu'elles ont l'aspect de veines quartzeuses.

Les fabriques planaires S_1 correspondent aux plans de schistosité les plus anciens rencontrés dans le secteur. Dans le domaine des ardoises, correspondant à la partie supérieure de la zone à chlorite, la schistosité est de type fracture à flux. Elle est soulignée essentiellement par des lépidoblastes de muscovites, de chlorites et de stipnomélanes.

Le domaine des phyllades, incluant la partie inférieure de la zone à chlorite et la partie supérieure de la zone à biotite, est caractérisé par une schistosité de type flux. Celle-ci est marquée par des lépidoblastes de biotites, de muscovites, de chlorites et parfois de stipnomélanes. Dans ce domaine, la taille et l'abondance des phyllites ont tellement augmenté que certains minéraux, telles les biotites, deviennent perceptibles à l'oeil nu.

Dans le domaine des micaschistes, la schistosité correspond à une foliation métamorphique. Elle s'exprime essentiellement par des porphyroblastes de biotites, de chloritoïdes, d'amphiboles et parfois de staurotides.

IV.2.1.1.2. Rehamna orientaux

Le secteur étudié constitue en fait une petite partie des Rehamna orientaux qui s'étendent

beaucoup plus à l'Est. Pour cette raison, quand la nécessité de l'étude l'exige, nous serons forcés le long de ce travail à nous référer aux travaux réalisés à l'Est de notre secteur par Hoeppfner (1974) et Cornée (1982).

En ce qui concerne l'anticlinal F_1 de Laananat, qui est déjà étudié par Hoeppfner (1974) et Jenny (1974), le présent travail consiste à avancer une autre conception de la déformation hercynienne polyphasée.

A l'échelle cartographique

Les structures D_1 sont essentiellement associées à la formation de Jorf El Ahmar, où elles sont représentées au Nord du massif par un anticlinal F_1 d'extension kilométrique (Jenny, 1974; Piqué et al., 1982), que nous proposons d'appeler anticlinal de Laananat du nom du village qui se trouve à son coeur. Cette structure est reprise tardivement au cours de la troisième phase tectonique par un synclinal D_3 (voir c.h.t.) dont le coeur est occupé par la formation dévonienne d'El Broumi -Ouled Hassine.

Cet anticlinal est déversé au NW; son flanc inverse, correspondant au flanc NW, entre en contact anormal chevauchant durant les stades compressifs de deuxième phase tectonique avec la formation de Ouled Zednes. Les quartzites du Caradoc moyen à supérieur et les phyllades, les métapsammites carbonatées et les métapsammites microconglomératiques de l'Asghill s'étendent vers le Sud comme la terminaison periclinale de cette macrostructure (Jenny, 1974). L'épaisseur de celle-ci diminue vers le Sud parallèlement aux incréments des intensités du métamorphisme et des cisaillements jusqu'à disparaître complètement par biseautage entre la zone de cisaillement de Ouled Zednes et le cisaillement d'El Broumi (voir c.h.t.).

A l'échelle mésoscopique

Les relations géométriques stratification-plans de schistosité et les caractéristiques stratigraphiques confirment la macrostructure. Le flanc normal de l'anticlinal, moins affecté par les cisaillements, offre de bons affleurements pour l'étude des structures liées à la première phase tectonique.

Les plis F_1 sont de taille métrique; ils sont orientés N20-40, 15 à 20° NE et sont déversés

au NW. Leur plan axial est raide: 40-60° vers le SE. Ils sont souvent cisailés sur leurs flancs inverses. Quand les cisaillements sont intenses, les flancs normaux sont également laminés. Les lithologies incompetentes montrent que ces plis sont de type concentrique aplati au Nord, alors qu'au Sud, où le métamorphisme est plus intense, ils passent au type similaire.

La linéation d'intersection, bien marquée dans les lithologies compétentes qu'offre tout ce secteur, est parallèle à subparallèle aux axes des plis F_1 .

A l'échelle microscopique

Dans la partie Nord de l'anticlinal, les plans de schistosité régionale S_1 sont assez espacés. Ils sont soulignés par des lépidoblastes de muscovites, de chlorites et de stipnomélanes. Dans la zone à biotite où ils sont marqués par, en plus de la biotite, les mêmes minéraux cités précédemment plus ou moins des lépidoblastes de stipnomélane, la schistosité passe au type flux, alors qu'à partir de la zone à grenat, elle s'identifie comme une foliation métamorphique.

A part l'anticlinal de Laananat, le reste du domaine étudié des Rehamna orientaux n'a montré aucun plissement lié à la première phase tectonique. Les seules structures associées à la déformation D_1 correspondent aux plans de schistosité S_1 microplissés durant la deuxième phase tectonique.

L'interprétation des structures de première phase tectonique à l'Est du secteur étudié est problématique : selon Piqué et al. (1982), la plaine de Ouled Hassine est assimilée à un anticlinal F_1 orienté N-S. Son flanc inverse est localisé dans les affleurements de Guelb-Zraïkem et Mraïsa et son flanc normal se situe à Dalaat-El-Goujguel et Sidi Kountar. Pour Cornée (1982), cette plaine correspond par contre à une structure synclinale. La divergence de ces interprétations est due en fait à l'intensité de la déformation D_2 qui a complètement masqué les grandes structures D_1 .

IV.2.1.2. Deuxième phase de déformation (D_2)

La déformation D_2 caractérise régionalement la Z.C.K.M., la Z.C.O.Z. et les formations d'El

Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf. Elle est d'importance locale dans la formation des Skhour et celle de Jorf El Ahmar, où les structures D_2 se concentrent dans des bandes étroites de déformation syn-schisteuse localisées au voisinage des zones de cisaillement (Z.C.K.M., Z.C.O.Z. et cisaillement d'El Broumi) qui limitent ces formations.

De même que dans le cas des plis F_1 , les plis F_2 sont de type concentrique aplati du côté des zones faiblement métamorphiques, alors qu'ils s'identifient comme des plis similaires à flancs souvent laminés et à charnières épaissies à partir de la zone à grenat.

VI.2.1.2.1. Formation des Skhour

Les structures liées à cette phase de déformation sont rares. Elles n'ont été rencontrées qu'au voisinage immédiat de la zone de cisaillement de Ouled Zednes (Lame II.2) et de la Z.C.K.M., où elles s'expriment uniquement aux échelles micro et mésoscopiques.

A l'échelle mésoscopique

Les plis F_2 observés sont de type isoclinal. Ils présentent une taille d'ordre millimétrique à centimétrique et sont déversés à l'Ouest à Nord-Ouest. Ils sont coaxiaux aux plis F_1 (Fig.17) et présentent un faible plongement axial au NE (5 à 30° vers le NE). Parallèlement à leur plans axiaux se développe une schistosité de plan axial S_2 . Celle-ci est habituellement le siège de cisaillements intenses qui sont responsables de la disparition ou du fort amincissement des flancs.

A l'échelle microscopique

Le clivage de crénulation de deuxième phase tectonique correspond au stade 6 (Bell et Rubenach, 1983). Associé à ce stade pénétratif, on observe parfois des veines de quartz discontinues, correspondant aux domaines Q pré-existants, et des plis F_2 intrafoliaires préservés localement dans la matrice. La S_1 microplissée est soulignée par des lépidoblastes de muscovites, de biotites et moins fréquemment de chlorites. Ces minéraux marquent également les plans S_2 , avec comme différence une augmentation assez notable de leur taille; ils leurs s'ajoutent parfois des staurotides et des grenats tardi- D_2 , orientés conformément à la foliation rocheuse.

IV.2.1.2.2. Rehamna orientaux

Dans les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf, la deuxième phase de déformation s'est exprimée à toutes les échelles d'observation, alors qu'elle ne s'est manifestée que localement dans la formation de Jorf El Ahmar, où elle est restreinte aux bandes étroites de déformation syn-schisteuses localisées au contact de la Z.C.O.Z. et du cisaillement d'El Broumi. L'intensité des cisaillements contemporains de la déformation D_2 évolue de l'Est vers l'Ouest (Hoeppfner et al., 1975) : dans la partie Est du domaine oriental, hors du secteur étudié, les plis F_2 sont dominants; dans la partie Ouest, les plans S_1 se trouvent transposés dans les plans S_2 qui sont l'expression régionale de cette phase tectonique. Cartographiquement, les couloirs de cisaillement, orientés N10-20, sont bien individualisés dans la plaine de Ouled Hassine.

Structures D_2 dans la formation de Jorf El Ahmar

Les plans de schistosité régionale S_1 sont localement plissés au cours de la deuxième phase tectonique. Les plis F_2 sont de taille millimétrique. Ils sont orientés NS à N40, 5 à 10° à parfois 40°

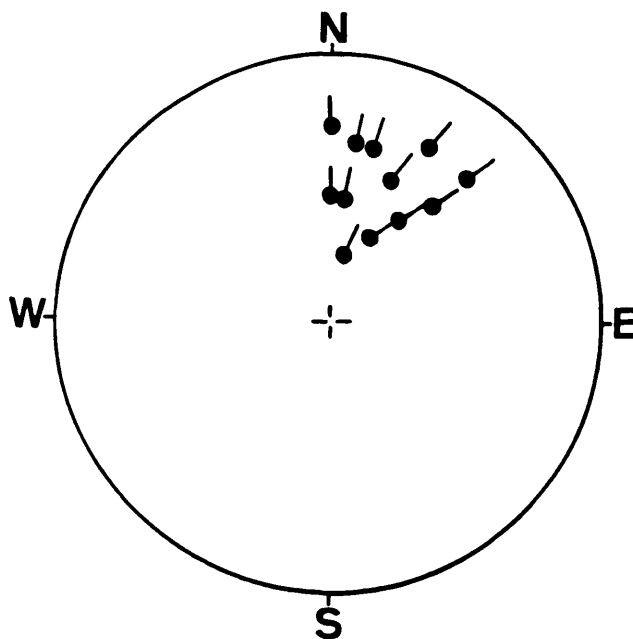


Fig.18. Représentation stéréographique des axes des plis F_2 des Rehamna orientaux.

à 80° N à NE et sont déversés à l'W à NW. Le fort plongement axial que présente parfois ces structures est dû aux effets de la troisième phase tectonique qui est bien individualisée dans ce secteur.

A l'échelle microscopique, le clivage de crénulation des métapélites est généralement au stade 6, avec préservation de quelques rares microplis F_2 dans la matrice et/ou dans les ombres de pression des espèces porphyroblastiques. Les stades 3 et 4 sont rarement exprimés. Les plans de schistosité S_2 sont principalement soulignés par des lépidoblastes de chlorites, de muscovites, de biotites et parfois de stipnomélanes et de staurotides.

Structures D_2 dans les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf

Structures macro et mésoscopiques

Formation de Lalla Tittaf: les plis F_2 sont de taille métrique à millimétrique; ils sont généralement bien développés dans les micaschistes. Leurs flancs sont souvent cisailés et leur dissymétrie indique un déversement net à l'W à NW. Dans les collines de Lalla Tittaf, les micaschistes montrent quelques plis couchés subhorizontaux, orientés N20-30 et cisailés parallèlement à leur plans axiaux.

Formation d'El Broumi-Ouled Hassine: les plis F_2 rencontrés ont des tailles millimétriques à métriques. Ils s'agit de plis isoclinaux déversés à l'W à NW et développant le plus souvent une schistosité S_2 de plan axial à pendage généralement raide (40 à 60° vers le SE). Leur orientation est variable: ils sont généralement orientés NS à N30; 10° à 30° N à NE (Fig.18); ceux affectés par la troisième phase tectonique présentent par contre un fort plongement axial de l'ordre de 60° à 70°.

Ces plis présentent parfois des charnières courbes qui attestent de l'existence de cisaillements différentiels le long des plans S_2 . Leur extension latérale est le plus souvent rompue par des couloirs de cisaillement, où les plans S_1 sont complètement transposés dans les plans de schistosité S_2 . Ces cisaillements affectent de préférence les flancs inverses.

Structures microscopiques

Plusieurs stades du développement du clivage de crénulation sont observés (Fig.19):

-Le stade 3, correspondant à un clivage de crénulation différencié, est caractérisé par la

continuité des domaines Q et M. C'est le stade le moins développé régionalement (Fig. 19A).

- Le stade 4 marqué par une disposition des minéraux phyllosilicatés parallèle aux plans axiaux des plis F_2 (Fig. 19B; Lame II.3).

- Le stade 5 caractérisé par le développement d'un litage tectonique différencié (Fig. 19C).

- Le stade 6 correspondant à une foliation pénétrative; il est parfois associé à quelques veines de quartz discontinues et à des plis F_2 intrafoliaires localement préservés dans la matrice (Fig. 19D). Ce stade prédomine régionalement.

Les fabriques planaires S_2 de la zone à biotite sont de type flux. Elles sont dessinées par des lépidoblastes de biotites, de muscovites, de chlorites et parfois de stipnomélanes. Dans le domaine des micaschistes à grenat et ceux à staurotide, elles s'annoncent comme une foliation métamorphique.

Les plans de schistosité S_1 microplissés sont soulignés par les paragenèses épizonales associées à la déformation D_1 , en l'occurrence des biotites, des muscovites, des chlorites et moins fréquemment des stipnomélanes.

IV.2.1.3. Troisième phase de déformation (D_3)

Les structures liées à la phase tectonique D_3 correspondent à des plis, des fléxions et des décrochements généralement dextres. Plusieurs types de plis ont été rencontrés; cependant, en raison de l'absence de relations géométriques susceptibles de préciser leur ordre chronologique relatif, ceux-ci seront groupés parmi les structures D_3 tardives.

IV.2.1.3.1. Formation des Skhour

A l'échelle cartographique

La cartographie des plans d'aplatissement S_1 (voir c.h.t.) a permis de mettre en évidence un anticlinal F_3 coaxial aux plis F_1 , droit à peu déversé au NW et faiblement plongeant au NE. Il s'agit d'un anticlinal à rayon de courbure variable, relativement serré au Nord et plus ouvert au Sud, développé par plissement des plans de schistosité régionale S_1 .

Les terminaisons périclinales des plis F_1 situés près de la zone de cisaillement de Ouled Zednes sont souvent reprises par des flexions tardives (voir c.h.t.).

Quant aux décrochements, ils sont organisés en trois familles: deux familles probablement conjuguées N140-170 et N50-80, qui se localisent principalement au Nord du massif, où l'intensité du métamorphisme est relativement faible et les lithologies compétentes abondent (voir c.h.t.), et une autre famille orientée subparallèlement aux axes des plis F_1 . Les décrochements de cette dernière famille sont en partie responsables de la dilaceration intense des plis F_1 (voir c.h.t.) et des réorientations tardives des linéations d'étirement.

A l'échelle mésostructurale

Trois types de plis développés par plissement des plans de schistosité régional S_1 , d'extension millimétrique à centimétrique et généralement bien développés près de la zone de cisaillement de Ouled Zednes, ont été déterminés:

- Des plis crénelés orientés N140-170, 65° SE (Fig.20), à plans axiaux subverticaux à peu déversés au SW et présentant parfois une schistosité de fracture.
- Des plis crénelés subhorizontaux, plus ou moins déversés au NW et presque coaxiaux aux plis F_1 . Ils s'accompagnent parfois de plans de schistosité espacés, verticaux à fortement plongeants au SE.
- Des knicks organisés en deux familles conjuguées (Fig.20); une famille orientée N135-175, 35 à 75° SE à plans axiaux subverticaux et une autre, relativement moins abondante que la précédente, orientée N90-110, 50° SE. Cette dernière famille est localisée surtout près de la zone de cisaillement de Ouled Zednes.

A l'échelle microstructurale

Le clivage de crénelation de troisième phase tectonique est généralement au stade 2, rarement aux stades 3 et 4. Dans ces deux derniers cas, les plis F_3 peuvent développer des plans de schistosité espacés, à parallélisme plus ou moins rigoureux, qui sont essentiellement imprimés par des opaques.

Lame I.1. Linéations d'étirement indiquées par les galets des métaconglomérats de la Z.C.K.M.

Lame I.2. Aspects microscopique de la foliation à caractère mylonitique développée dans les métaconglomérats de la Z.C.K.M., situés au voisinage du contact basal de la formation des Skhour. Il s'agit de structures D_2 associées à la déformation compressive, matérialisées par des structures S/C indiquant un déplacement du bloc supérieur (formation des Skhour) du SE vers le NW. Il est à noter que la taille des galets, centimétrique à l'intérieur de la Z.C.K.M., est ici inférieure au millimètre.

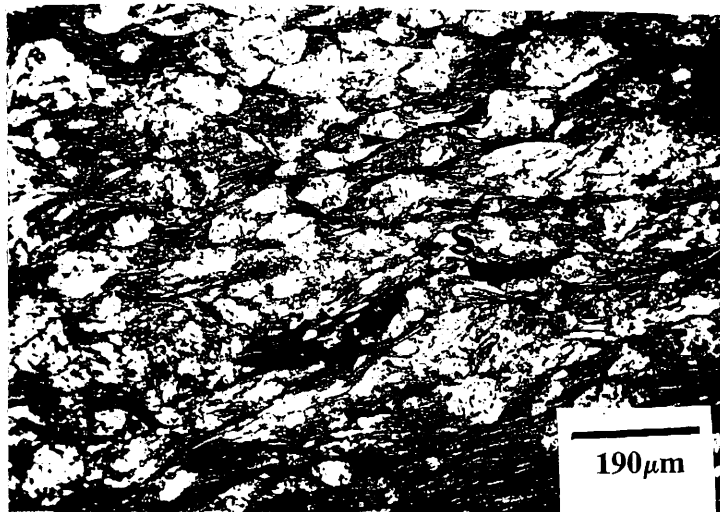
Lame I.3. Aspects des quartzites basals de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine, intensément cisailés à proximité du cisaillement d'El Broumi. Ces lithologies, ayant une épaisseur de l'ordre de 40 à 60 m au Nord où l'intensité du métamorphisme est relativement faible, sont réduites à l'état de lentilles métriques dans la zone à staurotide.

Lame I.4. Structures S/C compressives montrant le caractère mylonitique de la foliation responsable des cisaillements intenses des bords des quartzites dévonien de la Z.C.O.Z. qui sont réduits à l'état de pseudo-microconglomérats. Les structures S/C indiquent un déplacement du bloc oriental du SE vers le NW.

LAME I



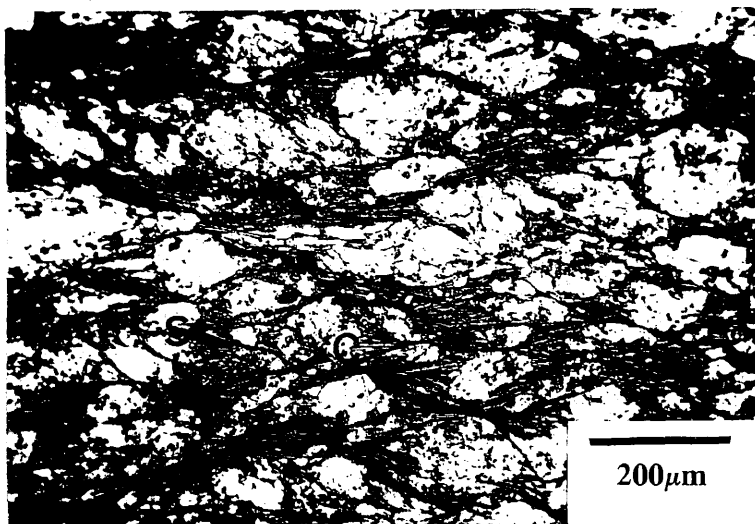
1



2



3



4

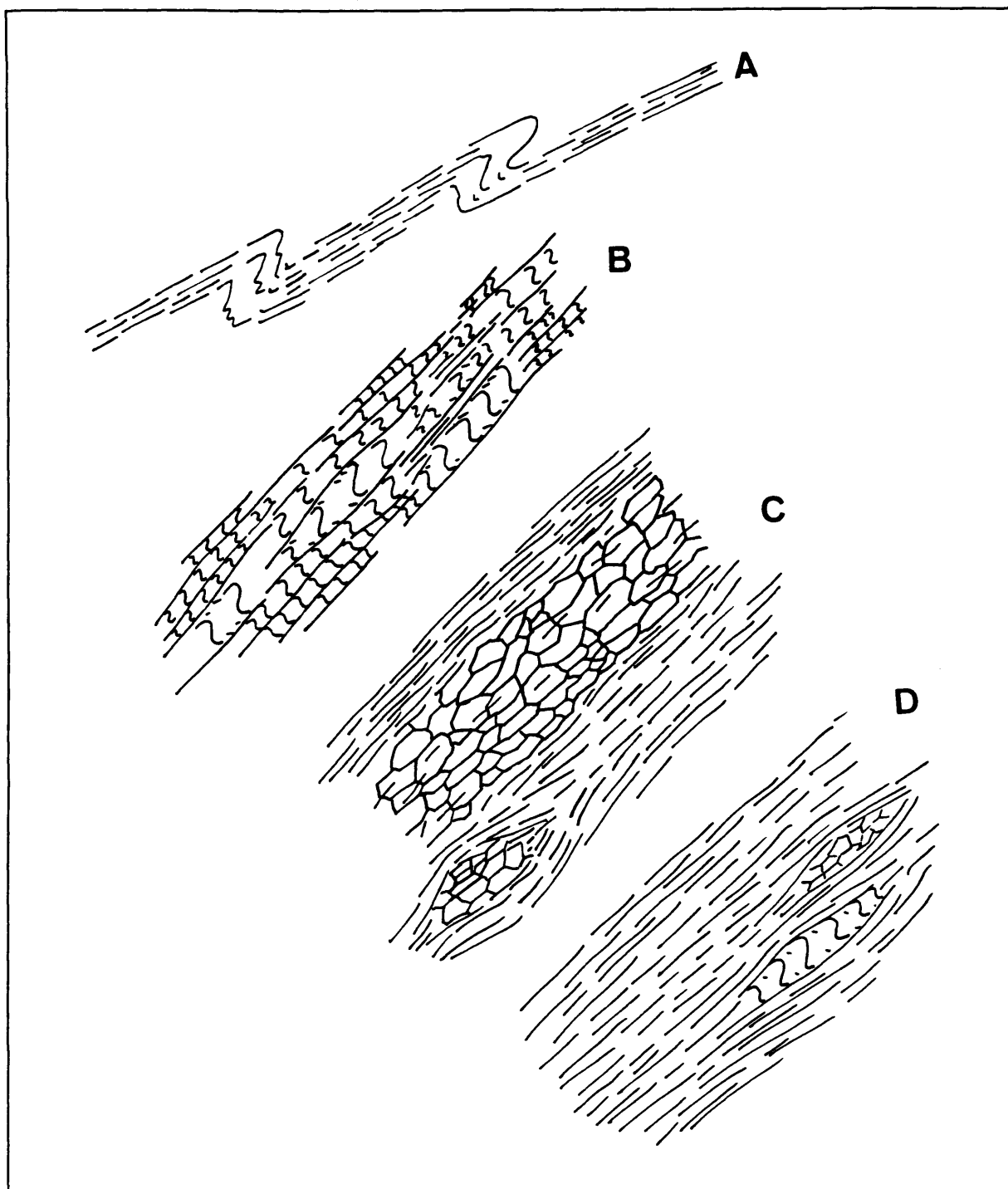


Fig. 19. Stades d'évolution du clivage de crénulation de deuxième phase tectonique dans les Rehamna orientaux; A, stade 3; B, stade 4; C, stade 5; D, stade 6. Explications : voir texte.

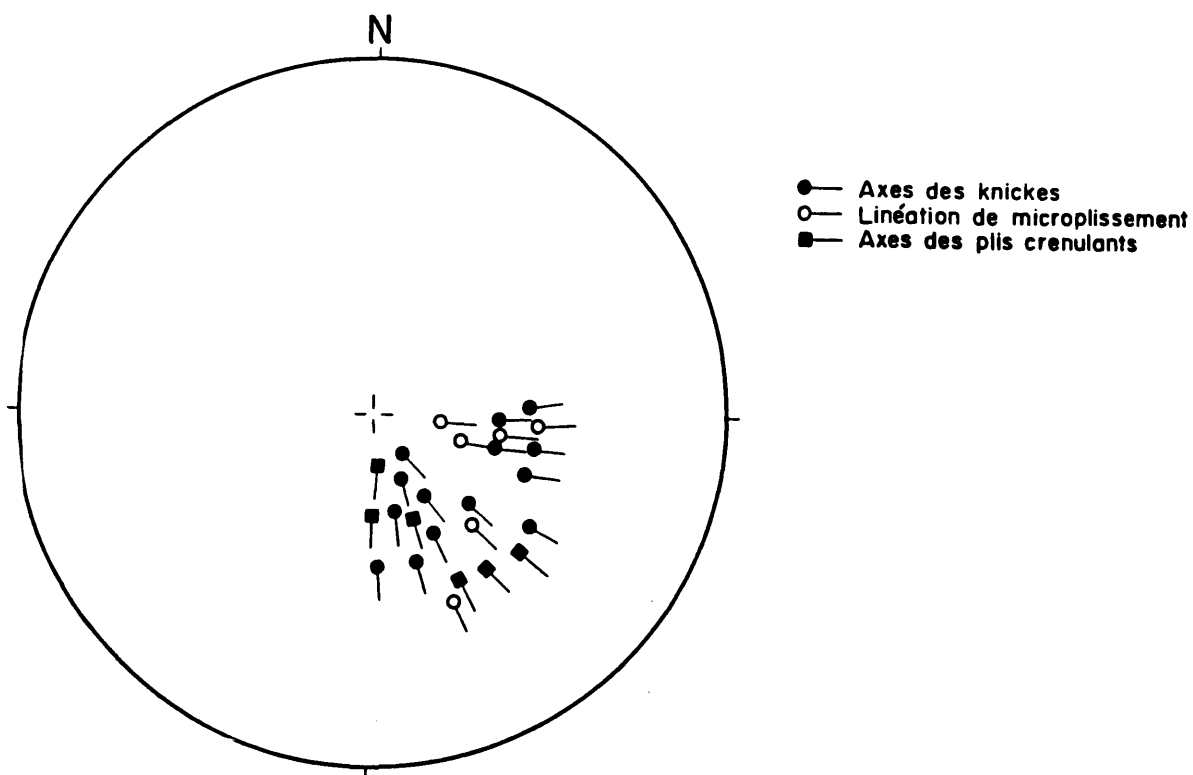


Fig.20. Projection stéréographique des axes des plis F_3 de la formation des Skhour et des linéations de microplissement qui leur sont associées.

Ce clivage de crénulation généralement indifférencié permet de classer les plis F_3 comme des plis par aplatissement.

IV.2.1.3.2. Rehamna orientaux

A l'échelle macroscopique

La direction axiale de l'anticlinal F_1 de Laananat présente une virgation (Jenny, 1974) passant

de N30-40 près de Ouled Diem à N90 au Sud de Laananat et enfin à N30-40 à l'extrême NE du secteur (voir c.h.t.). Selon Piqué et al. (1982), il s'agit d'une flexion engendrée par la deuxième phase tectonique: la phase D_2 s'est manifestée par des cisaillements intrafoliaires selon les plans S_1 sans passer par des plissements. Ces cisaillements ont provoqué la torsion de l'anticlinal qui est accentuée ensuite par les décrochements D_3 .

L'analyse structurale menée dans ce secteur a fourni des données nouvelles qui ont permis d'avancer une autre conception de la déformation polyphasée.

La cartographie des plans d'aplatissement S_1 et S_2 au Nord des Rehamna orientaux montre que les plans de schistosité pendent vers l'Est dans les affleurements occidentaux situés près de la Z.C.O.Z. Bien que la rareté des affleurements situés sur la même transversale à la limite Est du secteur oriental a compliqué l'étude structurale, on note toutefois une tendance progressive des plans de schistosité à se verticaliser, accompagnée par l'abondance de plis F_3 subverticaux et la répétition de l'ordre stratigraphique (voir c.h.t.). La trajectoire des plans d'aplatissement ne traduit donc pas une flexion; il s'agit en fait d'un synclinal F_3 à fort plongement axial. Le pendage vertical de son flanc Est et l'orientation N140 de son plan axial suggèrent un déversement peu accentué au SW. Les travaux réalisés à l'Est par Cornée (1982) confirment la présence de plis F_3 kilométriques qui reprennent l'anticlinal F_1 de Laananat et les structures D_2 de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine. La virgation axiale de l'anticlinal F_1 est ensuite accentuée par des décrochements D_3 dextres organisés en trois familles (voir c.h.t.): une famille orientée N140, une autre N90-110 et enfin une dernière NS.

Cette structure synclinale ne ressort pas dans la partie Sud puisque l'orientation N140 du plis F_3 ne permet pas à son flanc Est d'affleurer dans le secteur étudié des Rehamna orientaux. Les seules macrostructures D_3 rencontrées correspondent aux familles de décrochements, de nature probablement conjuguée, orientées N90 et N140 (voir c.h.t.).

Les contrastes de compétence entre les différentes lithologies de la formation de Lalla Tittaf font que les plis F_3 y abondent. Ces plis sont bien développés dans les metabasites et les orthogneiss, où ils présentent des orientations variables (voir c.h.t.) et un fort plongement axial.

A l'échelle mésostructurale

Les plis F_3 sont très abondants à cette échelle d'observation. Ils se développent par plissement

des plans de schistosité régionale S_1 et S_2 et s'accompagnent rarement d'une schistosité de fracture S_3 qui est parfois le siège de cisaillements dextres. Deux types de plis ont été rencontrés:

-Des plis crénelés orientés N160-170, 50° SE à subverticaux et d'autres, qui leurs sont probablement conjugués, orientés N90-120, 50 à 65° SE. L'ensemble de ces plis est parfois légèrement déversé au SW.

-Des chevrons orientés N150-170, 75° SE.

A l'échelle microscopique

Le clivage de crénelation de troisième phase tectonique est généralement au stade 2, rarement au stade 3. La schistosité de fracture qui arrive parfois à se développer est généralement soulignée par des opakes et des muscovites. Les plans de schistosité S_2 microplissés sont marqués par les assemblages métamorphiques contemporains de l'épisode de déformation D_2 . Entre les plans S_2 microplissés on distingue parfois les plans S_1 définissant les anciennes charnières F_2 (Fig.21).

IV.2.2. Zone de cisaillement de Ouled Zednes (Z.C.O.Z.)

Cette zone de cisaillement limite les Rehamna orientaux de la formation des Skhour. Elle sépare donc un domaine oriental, principalement structuré par la deuxième phase tectonique et prédominé par des lithologies dévono-viséennes, d'un domaine central à structures régionales relevant principalement du premier épisode tectonique et à lithologies essentiellement cambro-ordoviciennes.

IV.2.2.1. Quelques éléments structuraux de la Z.C.O.Z.

Plans de schistosité

Les plans de schistosité régionale S_2 des lithologies pélitiques sont pénétratifs; ils sont caractérisés par un mélange de matériel phyllosilicaté et de minéraux compétents, et correspondent donc à un clivage de crénulation au stade 6 (Bell et al., 1983). Le stade 5 est peu exprimé et les autres stades sont relativement rares. Les lithologies gréseuses, relativement plus compétentes, montrent souvent un litage tectonique avec des bancs clairs riches en quartz et d'autres sombres essentiellement micacés.

Linéations minérales

Elles ne s'individualisent généralement qu'à partir de la zone à biotite. Elles sont soulignées par des muscovites, des biotites, des chlorites, des stipnomélanes, des staurotides et moins fréquemment des disthènes, des chloritoïdes et des amphiboles.

Linéations d'étirement

Elles ne se développent clairement qu'à partir de la zone à grenat. Elles sont soulignées par le grand axe des ombres de pression des minéraux porphyroblastiques et par celui des amandes de quartz étirées.

IV.2.2.2. Structures D_1

Aucun plissement lié à la première phase tectonique n'a été observé dans la Z.C.O.Z. Selon

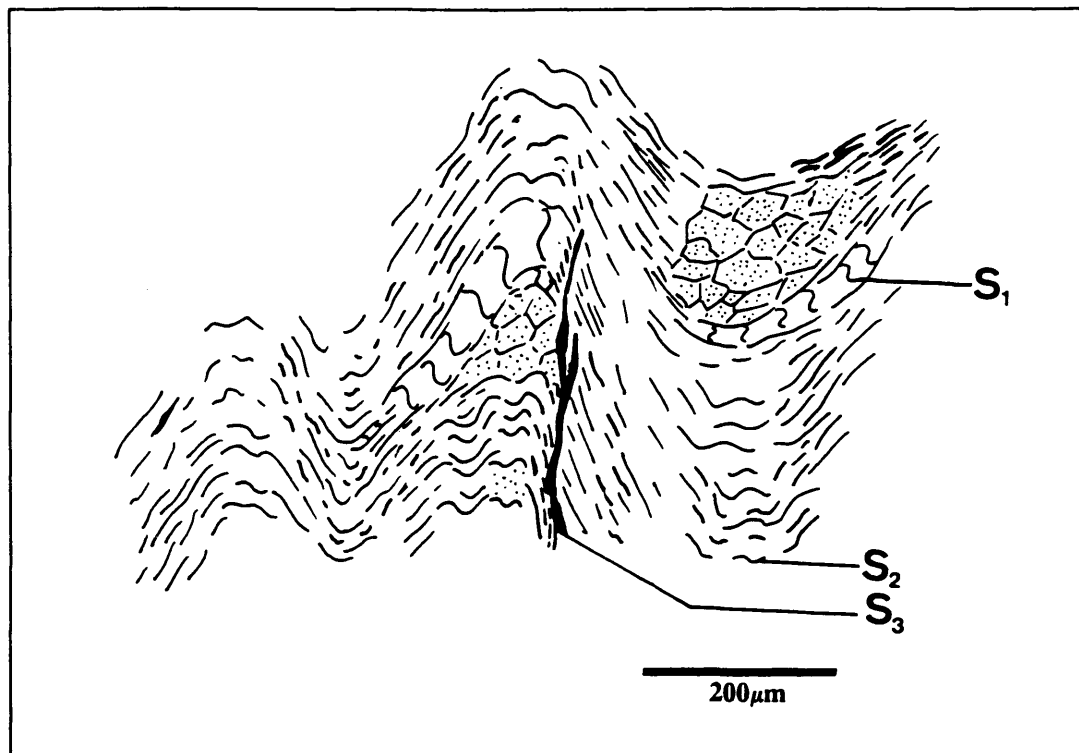


Fig.21. plissement polyphasé dans les Rehamna orientaux. Les microplis F_3 sont développés par plissement de la schistosité S_2 ; entre les plans de celles-ci, on distingue toujours les plans S_1 microplissés au cours de la déformation D_2 .

Jenny (1974) et Piqué et al. (1982), cette zone correspond à un synclinal F_1 cisailé au contact de la formation cambro-ordovicienne des Skhour et chevauchée par l'anticlinal de Laananat. Cette structure a été déterminée par ces auteurs hors du secteur étudié (aux environs du Douar d'Ouled Zednes). Les seules structures D_1 rencontrées dans le secteur étudié correspondent aux fabriques planaires S_1 qui sont localement microplissées au niveau des charnières F_2 préservées des processus de transposition.

IV.2.2.3. Structures D_2

La petite taille des plis F_2 , généralement millimétrique à parfois centimétrique, complique souvent leur étude sur le terrain. Il s'agit de plis isoclinaux, orientés NS à N30, 5° à 10° N à NE

(Fig.22) et déversés à l'W à NW. En raison des cisaillements intenses qui les ont affecté, ces structures sont le plus souvent dépourvues de flancs; elles sont préservées sous forme de veines quartzieuses correspondant à des charnières fortement aplaties.

A l'échelle microscopique, le clivage de crénulation de deuxième phase tectonique apparaît généralement au stade 6 (Bell et Rubenach, 1983). Les alternances de bancs compétents riches en quartz et de bancs essentiellement micacés sont parfois observées. Ces bancs sont parallèles au plan axial des plis F_2 et montrent, en fonction de leur relation de continuité, trois types d'arrangements:

- Les micas des domaines M sont parallèles à ceux des domaines Q qui correspondent aux charnières des plis F_2 masquées par les recrystallisations métamorphiques (stade 5).

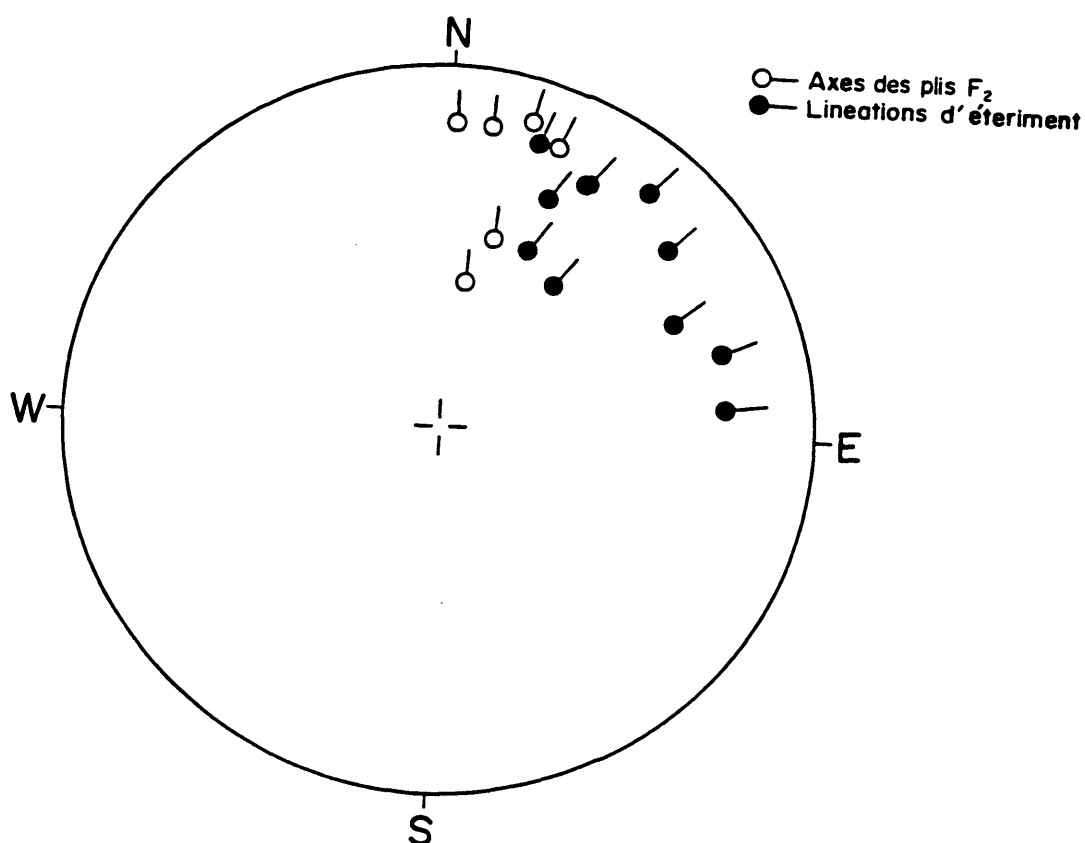


Fig.22. Plis F_2 et linéations d'étirement de deuxième phase tectonique de la Z.C.O.Z en représentation stéréographique.

-Les micas des domaines Q sont continues avec ceux des domaines M (stade 3) ou sont discontinus avec eux tout en conservant l'aspect plissé caractéristique du stade 4 (Lame II.4). En fonction du comportement mécanique propre à chaque domaine, le contraste de compétence se traduit parfois par une évolution différentielle du clivage de crénulation; les bancs relativement compétents montrent un clivage de crénulation au stade 2, alors que les niveaux micacés développent un clivage de crénulation aux stades 3 et 4.

Les fabriques planaires S_2 sont caractérisées par des assemblages métamorphiques typiques d'un métamorphisme barrovien dont l'intensité maximale est traduite par l'apparition de paragénèses à staurotide et disthène.

IV.2.2.4. Structures D_3

D'après Piqué et al. (1982), la Z.C.O.Z. a fonctionné durant les trois premières phases de

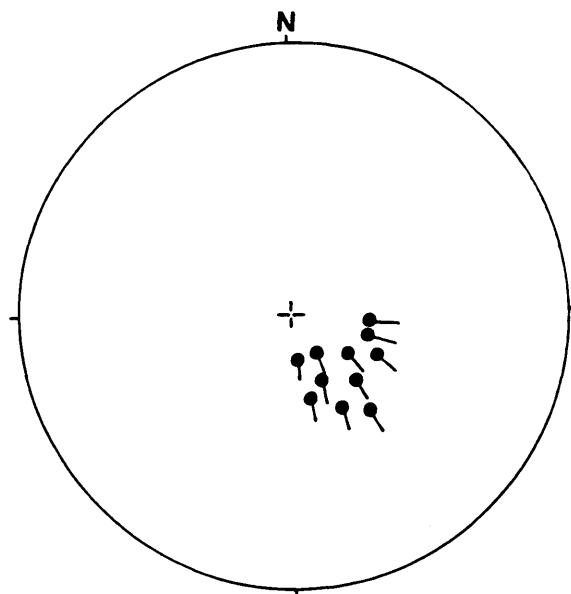


Fig.23. Représentation stéréographique des plis F_3 de la Z.C.O.Z.

déformation hercynienne. Son rejeu durant la phase D_3 est le résultat de l'absorption des déplacements de matière induits par les décrochements D_3 qui viennent s'y amortir.

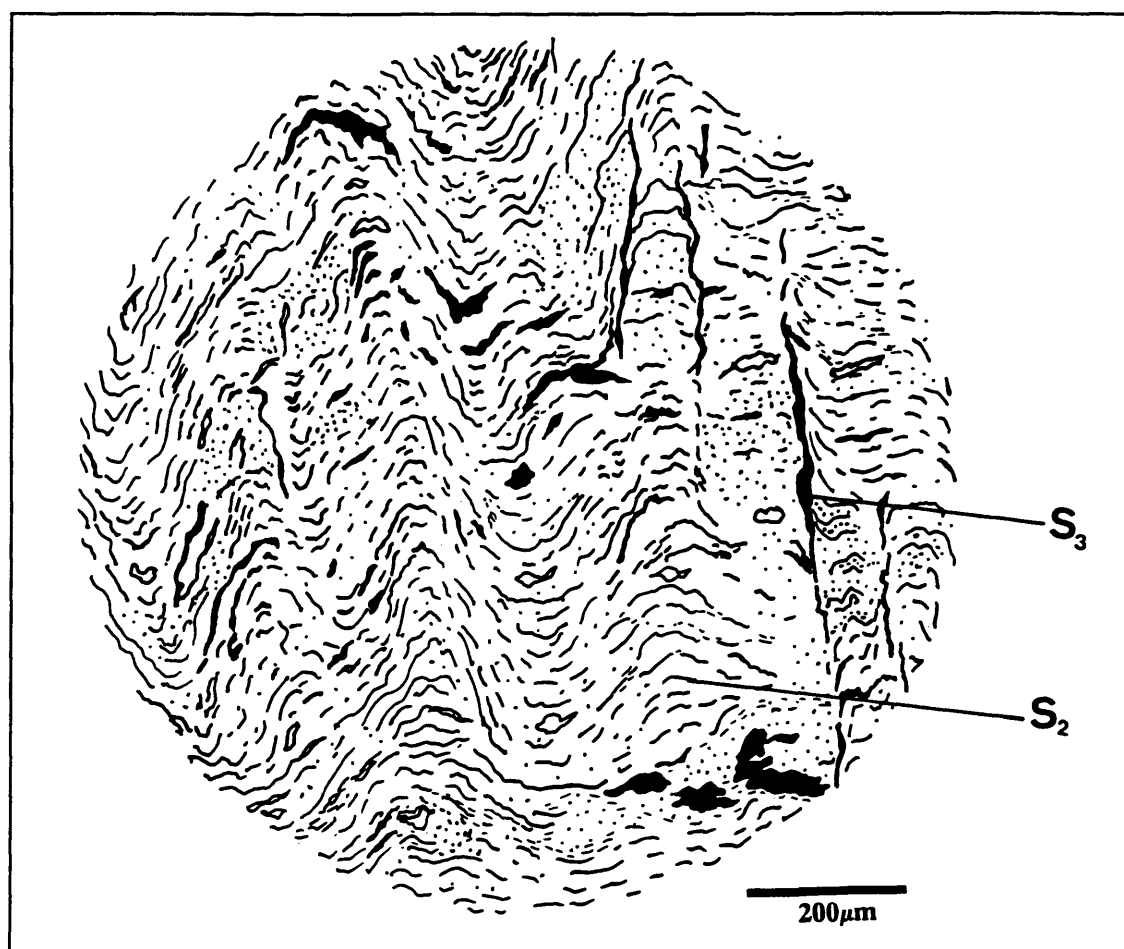


Fig.24. Microplis F_3 de la Z.C.O.Z. développant des plans de schistosité espacés, soulignés par des opaques.

Les données de terrain de ce mémoire et la cartographie de cette zone de discontinuités tectoniques montrent, au contraire, qu'elle est affectée par la troisième phase tectonique qui s'est exprimée à toutes les échelles d'observation.

A l'échelle cartographique

Les seules structures D_3 rencontrées correspondent aux légères fléxions des plans de schistosité régionale S_1 et aux décrochements D_3 N140.

A l'échelle mésoscopique

Deux types de plis crénulants, de taille métrique à millimétrique, développés par plissement des plans de schistosité régionale S_2 ont été déterminés; il s'agit de plis crenulants droits à légèrement déversés au SW et orientés perpendiculairement aux tracés cartographiques de la Z.C.O.Z. Ils s'organisent en deux familles probablement conjuguées (Fig.23): une famille orientée N90-120, 50°-60° E et une autre, plus abondante que la précédente, orientée N140-160, 50° E à subverticale.

A l'échelle microscopique

L'évolution du clivage de crénelation de troisième phase tectonique ne dépasse pas généralement le stade 2. Il n'y a donc pas de répartition de la déformation au cours de la troisième phase tectonique et les plis F_3 sont des plis par aplatissement. Quand le déversement de ceux-ci est accentué, il y a individualisation de plans de schistosité espacés, soulignés généralement par des opaques (Fig.24). Les plans de schistosité microplissés correspondent habituellement aux plans S_2 , entre lesquels on distingue parfois les plans S_1 dessinant les anciennes charnières F_2 .

IV.2.3. Zone de cisaillement de Kef El Mouneb (Z.C.K.M.)

Les structures régionales de cette zone relèvent principalement du deuxième épisode tectonique qui a presque complètement oblitéré les structures D_1 . Ces dernières ont été déterminées localement au niveau des charnières des plis F_2 préservées de la composante de cisaillement; elles correspondent aux plans S_1 microplissés, soulignés par des associations métamorphiques progrades à staurotide et disthène.

Les structures D_2 correspondent aux fabriques planaires S_2 pénétratives des lithologies pélitiques à semi-pélitiques et aux teconites S/C (Berthé et al., 1979) qui caractérisent principalement les métaconglomérats. La longueur des galets des micrométaconglomérats, de plusieurs centimètres à l'intérieur de la Z.C.K.M., se réduit fortement à l'approche du contact basal de la formation des Skhour où elle est inférieure au millimètre (Lame I.2). Cette réduction de taille est accompagnée par l'augmentation du volume de la matrice qui s'enrichit progressivement en matériaux phyllosilicatés tout en évoluant vers une foliation à caractère mylonitique (Lame I.2). Les linéations d'étirement portées par les plans de foliation, généralement bien représentées par le grand axe des galets des métaconglomérats (Lame I.1), sont orientées NE-SW et plongent faiblement au NE (Fig.25). L'ensemble de ces fabriques planaires et linéaires est associé à un métamorphisme barrovien à staurotide et disthène.

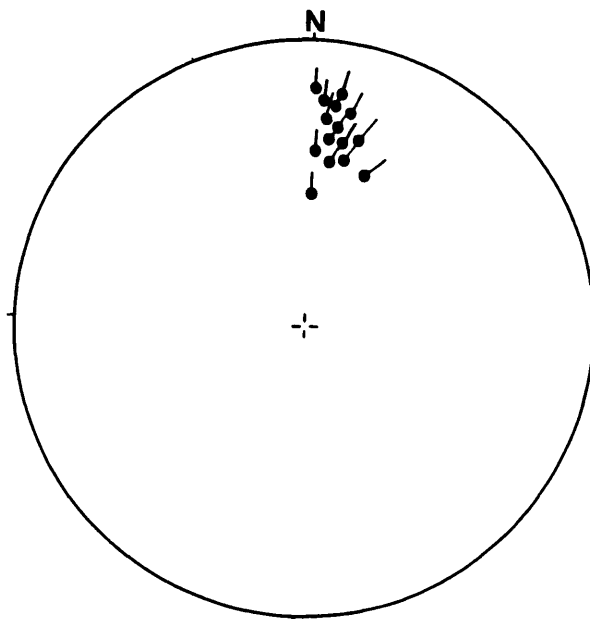
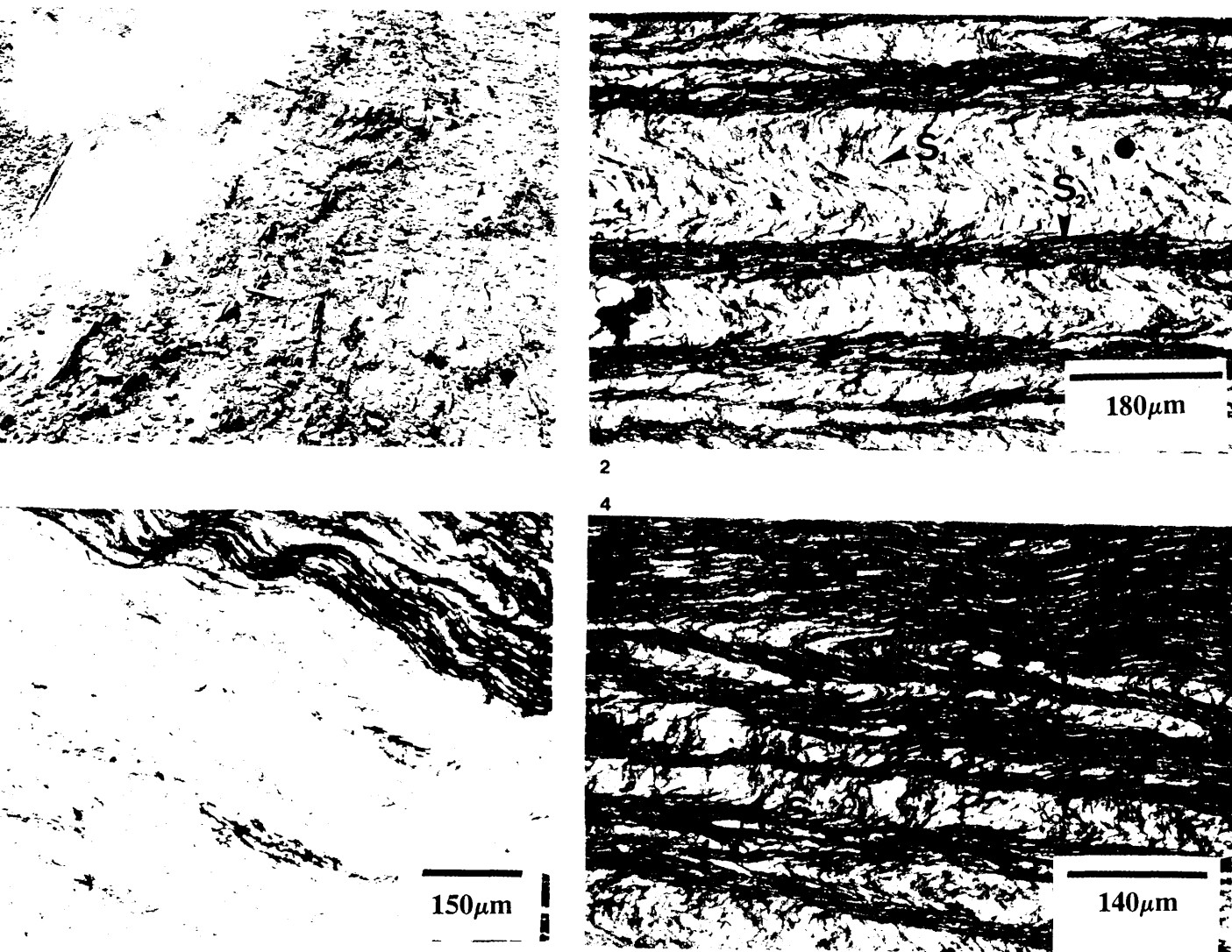


Fig.25. Représentation stereographique des linéations d'étirement de la Z.C.K.M.

En raison des processus de transposition intenses, les plis F_2 ne sont conservés que localement; il s'agit de plis isoclinaux subhorizontaux de taille millimétriques, deversés à l'Ouest à Nord-Ouest et orientés parallèlement aux plis F_1 de la formation des Skhour.

Les mésostructures de troisième phase tectonique sont représentées par la famille de plis F_3 crénulants observés dans la formation des Skhour. Cartographiquement, la Z.C.K.M. définit la charnière (Fig.26) de la structure anticlinale F_3 mise en évidence dans le secteur central (voir c.h.t.). Cette charnière est relativement aplatie, avec déversement des plis secondaires au NW, dans les affleurements Nord où les intercalations pélitiques dans les métaconglomérats abondent, alors qu'elle est plus ouverte et droite dans les affleurements Sud essentiellement conglomératiques.

LAME II



Lame II.1. Quartzites de la terminaison periclinale de la formation de Jorf El Ahmar, fortement boudinés au voisinage immédiat de la Z.C.O.Z. et du cisaillement d'El Broumi.

Lame II.2. Plis F_2 développés dans les métapélites de la formation des Skhour. Il s'agit de structures D_2 compressives localisées dans la bande de déformation syn-schisteuse située au contact immédiat de la Z.C.O.Z.

Lame II.3. Stade 4 du clivage de crénulation de deuxième phase tectonique développé dans les métapélites dévoniennes de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine. Ce stade est marqué par une disposition des minéraux phyllosilicatés parallèle au plan axial des plans S_1 microplissés.

Lame II.4. Stade 4 du clivage de crénulation de deuxième phase tectonique, correspondant aux structures compressives de la Z.C.O.Z. qui sont localement préservés des processus de transposition.

IV.3. NATURES ET AGES RELATIFS DES CONTACTS TECTONIQUES

Après avoir décrit les structures engendrées durant les trois épisodes de déformation hercynienne D_1 , D_2 et D_3 reconnus dans le secteur étudié, on va analyser la nature et l'âge relatif des différents contacts entre les différentes formations tectonostratigraphiques. Ces contacts s'annoncent de l'Ouest vers l'Est, donc du bas en haut, selon l'ordre suivant: la zone de cisaillement de Kef El Mouneb, superposant la formation cambro-ordovicienne des Skhour aux métaconglomérats dévoniens, et un faisceau de cisaillements par l'intermédiaire duquel le domaine central entre en contact avec le secteur oriental. Ce faisceau comprend du bas en haut:

- La Z.C.O.Z. composée de deux cisaillements; un cisaillement occidental mettant en contact la formation cambro-ordovicienne des Skhour avec la formation dévono-tournaisienne de Ouled Zednes, et un cisaillement oriental correspondant au contact de cette dernière formation avec la formation cambro-ordovicienne de Jorf El Ahmar.

- Le cisaillement d'El Broumi, mettant en contact la formation de Jorf El Ahmar avec la formation d'El Broumi-Ouled Hassine d'âge présumé Dévonien.

IV.3.1. La zone de cisaillement de Kef El Mouneb (Z.C.K.M.)

Les matériaux dévoniens de Kef El Mouneb ont fait l'objet de plusieurs interprétations structurales.

Selon Destombes et al. (1982) et Piqué et Michard (1989), le contact basal des métaconglomérats dévoniens avec les micaschistes de la formation des Skhour, observable juste au Sud de Koudiat El Mouneb, est marqué par une discordance angulaire traduite par une disposition tendant vers l'horizontalité des métaconglomérats sur les micaschistes cambriens relativement plus redressés. Ces auteurs mettent cette discordance en relation avec un soulèvement calédonien (phase ardénno-acadienne).

La seule discordance angulaire que nous avons rencontrée a été déterminée localement dans

les matériaux dévoniens, où les métaconglomérats montrent une disposition presque horizontale sur les intercalations pélitiques à semi-pélitiques. Cette discordance est attribuée à un rejeu tectonique de faible ampleur entre les deux lithologies. D'ailleurs, le schéma hypothétique d'un soulèvement calédonien suivi de l'érosion et ensuite de l'orogénèse hercynienne devrait normalement créer une double perturbation thermique de la croûte, qui serait enregistrée par la formation d'assemblages métamorphiques anté et post-Dévonien inférieur. L'absence d'une telle discontinuité métamorphique, qui est susceptible de révéler une histoire métamorphique polyorgénique dans l'ensemble des formations paléozoïques des Rehamna, contredit le modèle autochtoniste avancé par l'école de Strasbourg.

Selon Corsini et Diot (in: El Mahi, 1992), les terrains dévoniens correspondent à une butte témoin des chevauchements orientaux. Pour ces auteurs, les chevauchements sont antérieurs à la troisième phase tectonique et donc à l'érosion de la chaîne. Cette possibilité est peu probable pour des raisons purement géométriques, puisque la position des matériaux dévoniens sur la charnière du pli couché de la formation des Skhour est pratiquement impossible, sauf si les chevauchements sont postérieurs au soulèvement et à l'érosion de la chaîne.

Les nouvelles observations de terrains que nous avons réalisés dans cette zone ont permis de considérer une autre alternative en contexte allochtoniste.

La cartographie des plans de schistosité des lithologies pélitiques à semi-pélitiques a permis de mettre en évidence aux environs de Kef El Mouneb une macrostructure plissée correspondant à une charnière anticlinale F_3 (Fig.26). Selon la coupe géologique de la fig.26, les matériaux dévoniens se situent au dessous de la nappe cambro-ordovicienne des Skhour. Ils correspondent donc à une fenêtre tectonique, et plus précisément au toit fortement cisailé d'une formation autochtone essentiellement conglomératique qui affleure également, hors du secteur, dans les régions peu à non métamorphiques et relativement peu déformées où elle a été datée du Dévonien par Gigout (1956) et Hoepffner et al. (1972). Ce schéma allochtone est appuyé d'avantage par:

- La perturbation de l'ordre stratigraphique normal consistant en la superposition d'une formation cambro-ordovicienne à une autre dévonienne.

- L'occurrence de paragénèses à staurotide et disthène dans la Z.C.K.M et leur absence dans la nappe des Skhour. Ces assemblages métamorphiques suggèrent un épaissement crustal

considérable, engendré par le chevauchement du bloc supérieur allochtone (formation des Skhour).

L'autre possibilité à envisager consiste à considérer une continuité stratigraphique entre les métasédiments du Cambrien moyen avec ceux de la formation de Kef El Mouneb qui, dans ce cas, seraient rapportés au Cambrien inférieur. La présence de métaconglomérats surmontés par des métapélites noirs puis par des niveaux carbonatés d'âge Cambrien inférieur au Sud des Rehamna centraux (Corsini et al., 1988) vient appuyer cette possibilité. Toutefois, l'absence de niveaux métapélitiques et de faciès carbonatés dans la formation de Kef El Mouneb et la similitude de faciès (présence de niveaux ferrugineux typiques des faciès de type "vieux grès rouges" qui sont classiquement attribués au Dévonien) entre les matériaux de celle-ci et ceux, datés du Dévonien inférieur à Bled Mris et Sidi Abdelalah, plaident en faveur d'un contact tectonique entre la formation des Skhour et celle de Kef El Mouneb.

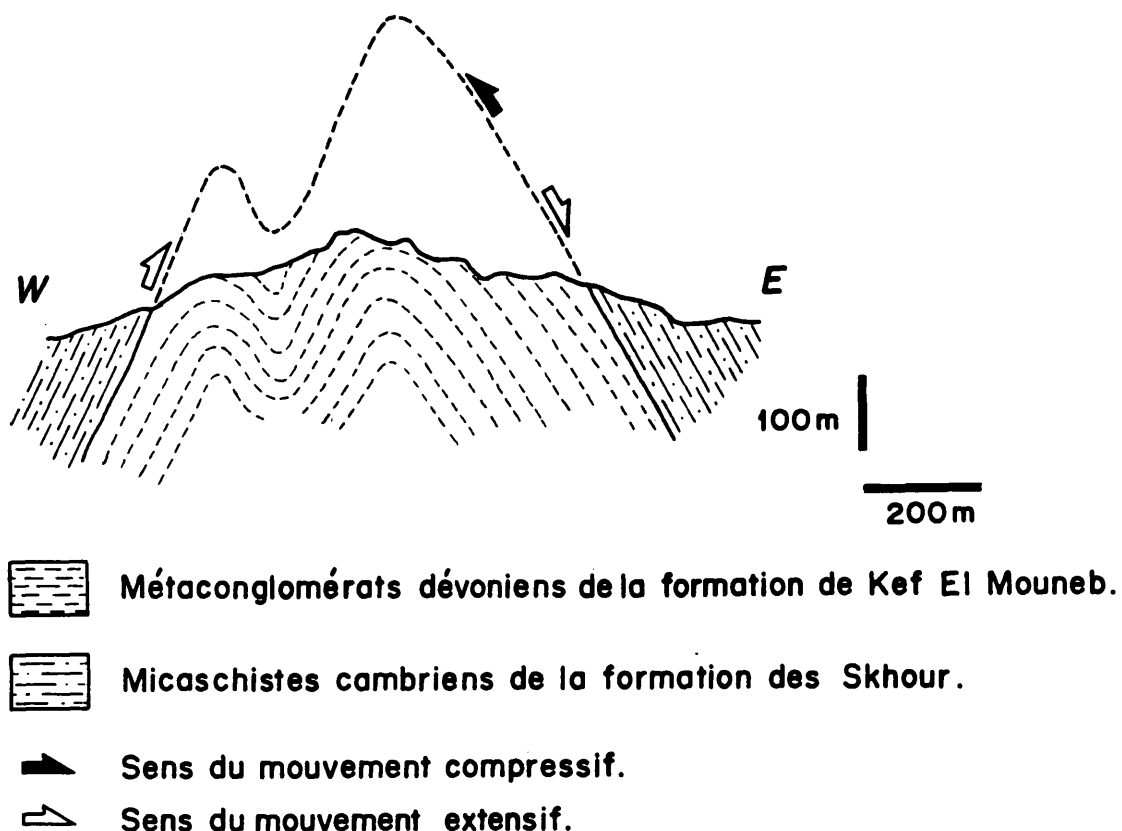


Fig.26. Coupe géologique dans les affleurements Sud de la formation de Kef El Mouneb.

L'âge de mise en place de la nappe des Skhour, révélé par quelques structures compressives observées au niveau et près du contact tectonique (plis F_2 déversés à l'W à NW et structures S/C), coïncide avec les stades relativement précoces de la deuxième phase tectonique.

Les plis F_2 déversés au NW et les structures S/C, correspondant aux structures compressives syn à pré- D_2 développées au niveau et près du contact basal de la formation des Skhour, indiquent un déplacement du bloc supérieure (formation des Skhour) du SE vers le NW. Les critères de cisaillement le long des linéations d'étirement confirment le sens des mouvements chevauchants du compartiment supérieure vers l'Ouest.

La Z.C.K.M. est ensuite réactivée durant les stades tardi- D_2 en faille normale subhorizontale, correspondant à un niveau de décollement qui a effondré la nappe des Skhour par rapport à l'autochtone. Le mouvement extensif de ce décollement est à l'origine d'un amincissement crustal intense qui a donné lieu à une condensation spectaculaire des isogrades, traduite par les distances extrêmement faibles, de l'ordre de 250 à 300 mètres (voir c.h.t.), séparant la zone à biotite de la zone à staurotide et disthène.

La tectonique extensive a donné naissance à des fabriques planaires et linéaires pénétratives qui ont presque complètement oblitéré les structures compressives. Ces fabriques correspondent aux structures S/C (Berthé et al., 1979) à disposition initiale subhorizontale, caractérisant essentiellement les métaconglomérats, et aux plans de foliation S_2 à caractère mylonitique portant une linéation d'étirement orientée NE-SW, avec un plongement au NE. Les critères de cisaillement selon ces linéations soutiennent l'inversion cinématique associée à la réactivation de la Z.C.K.M. en faille normale. Le sens des cisaillements le long de ces fabriques linéaires indique effectivement un effondrement de la formation des Skhour vers le NE.

Sachant que le pic thermique régional est contemporain des mouvements précoces de la tectonique extensive, on conclut que le jeu ultime de la Z.C.K.M. est associé à une évolution métamorphique rétrograde qui est attesté d'avantage par une légère réduction de la taille des grains (phyllites, grenats, staurotides et disthènes) des lithologies métapélitiques et semi-pélitiques.

IV.3.2. La zone de cisaillement de Ouled Zednes

Selon Jenny (1974), Piqué et al. (1982) et Lagarde et Michard (1986), la Z.C.O.Z. correspond à un décrochevauchement post-métamorphique, à jeu contemporain de la troisième phase tectonique. L'analyse structurale que nous avons menée dans ce secteur a fourni des données nouvelles qui sont fondamentalement en contradiction avec celles de ces auteurs. La nature de la Z.C.O.Z. est complexe; sa limite orientale a joué en chevauchement, alors que celle occidentale correspond à une faille normale.

Les structures extensives prédominent dans cette zone; elles ont donné lieu à des fabriques planaires régionales pénétratives qui sont responsables des biseautages et des étirements intenses qui y sont observés (voir c.h.t.). Dans les bandes de déformation relativement intense, les quartzites dévoniens sont intensément cisailés et étirés. Le contact de ces bancs compétents avec les métapélites est marqué par une foliation pénétrative à caractère mylonitique; celle-ci est responsable de la dilacération des bords des quartzites qui présentent, en conséquence, un aspect pseudomicro-conglomératique (Lame I.4). Les fabriques planaires régionales portent des linéations d'étirement orientées NE-SW à ENE-WSW, avec un plongement au NE à ENE.

Le cisaillement oriental de la Z.C.O.Z. est en partie responsable des biseautages et boudinages fréquents des quartzites ordoviciens de la formation de Jorf El Ahmar (Pl.II.1). Son fonctionnement en chevauchement est démontré par les structures compressives qui lui sont associées ou développées juste à sa proximité dans les micaschistes sus-jacents de la formation de Jorf El Ahmar. Il s'agit des plis F_2 asymétriques déversés à l'W à NW et des structures S/C (Berthé et al., 1979; Lister et Snoke, 1984)(Pl.I.4). Ces structures indiquent une translation de la formation de Jorf El Ahmar de l'E à SE vers l'W à NW. Les critères de cisaillement selon les linéations d'étirement confirment ce sens de déplacement.

Le jeu en faille normale du cisaillement occidental est soutenu par:

- La superposition de l'ensemble du domaine oriental, prédominé par des matériaux dévoniens à viséens, à la formation cambro-ordovicienne des Skhour.
- Les critères de cisaillement (ch.IV.6) selon les linéations d'étirement qui indiquent un

effondrement de l'ensemble des Rehamna orientaux dirigé vers le NE à ENE.

-Les différences de pression de l'ordre de 1.5 Kbars (ch.VII) entre les Rehamna orientaux et la formation des Skhour, traduisant un rejet vertical, de l'ordre de 5 Km, qui ne peut être conditionné par un décrochement ductile.

Le jeu normal de la limite occidentale de la Z.C.O.Z. a été probablement précédé par son fonctionnement en chevauchement comme en attestent les structures compressives qui lui sont associées, telles les plis F_2 à déversement W à NW, localement préservés entre les plans de foliation S_2 , et les structures S/C. Le jeu en faille normale du cisaillement occidental est donc tardif par rapport à celui du chevauchement oriental. Cet âge relatif est confirmé par le fait que le tracé cartographique du cisaillement oriental est tronqué vers le Sud selon un angle faible par la faille normale d'El Broumi (voir c.h.t.). Ce résultat est conforme aux études tectonothermales qui postulent que l'engrossissement de la croûte par les régimes tectoniques compressifs est en principe antérieur à l'amincissement crustal (Houseman et England, 1986).

De ce qui précède, il ressort que le jeu de la Z.C.O.Z. est contemporain du deuxième épisode tectonique. Ceci est attesté d'avantage par:

-Les décrochements D_3 affectant ses tracés cartographiques (voir c.h.t.)

-Le plissement de ses fabriques planaires régionale S_2 par la troisième phase tectonique. Il est à noter que les plis F_3 sont orientés obliquement à perpendiculairement par rapport aux limites cartographiques de la Z.C.O.Z.

-L'obliquité de ses tracés cartographiques par rapport à l'axe de l'anticlinal F_1 de la formation des Skhour.

-La mise en place de filons de dacitoïdes non déformés dans les plans de cisaillement (voir c.h.t.).

Les plans de foliation S_2 engendrés par la tectonique extensive sont associés à un métamorphisme barrovien dont l'intensité maximale, traduite par le développement d'associations minéralogiques à staurotide et disthène, est établie dans le faciès des amphibolites. Ce

métamorphisme, initialement prograde, coïncide avec le paroxysme thermique contemporain des stades précoces de la tectonique en extension, et continue de s'opérer ensuite tout en donnant lieu à des assemblages métamorphiques globalement similaires, mais cette fois-ci rétrogrades puisque qu'ils sont associés au refroidissement décompressif engendré par les stades tardifs de l'extension crustale (chs.V.3 et VII). De ces observations, on conclut que le jeu ultime de la Z.C.O.Z. est postérieur au pic thermique régional.

IV.3.3. Le cisaillement d'El Broumi

Ce cisaillement limite les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf, caractérisées par une structuration régionale de deuxième phase tectonique et situées à l'extrême sommet de l'édifice structural de tout le secteur étudié, du domaine sous-jacent (formation de Jorf El Ahmar) affecté par des structures planaires régionales S_1 de première phase tectonique.

La nature tectonique du contact est révélée par :

- Les cisaillements intenses affectant les quartzites de la formation de Jorf El Ahmar qui sont réduits à l'état de lentilles métriques (Lame II.1).
- Les étirements intenses (Lame I.3) et le biseautage des termes quartzitiques basals de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine aux environs du granite de Sidi Bahilil (voir c.h.t.).
- Le biseautage de la formation de Jorf El Ahmar aux environs de Baghourt (voir c.h.t.).
- La superposition d'un domaine structuré lors de la deuxième phase tectonique (formation d'El Broumi-Ouled Hassine et formation de Lalla Tittaf) à un autre (formation de Jorf El Ahmar) à structures régionales relevant principalement du premier épisode tectonique.
- Les structures S/C et les fabriques planaires S_2 pénétratives développées au niveau et de part et d'autre du contact anormal.

Le cisaillement d'El Broumi correspond à une faille normale ductile à vergence E à SE. Son jeu normal est traduit par, d'une part, la superposition de terrains dévono-viséens à d'autres cambro-ordoviciens, et d'autre part, les critères de cisaillement le long des linéations d'étirement indiquant un effondrement du compartiment dévono-viséen vers le SE.

Les structures extensives localisées au niveau et près de la faille normale correspondent aux fabriques planaires S_2 à caractère pénétratif. Celles-ci sont définies par des assemblages métamorphiques typiques d'un métamorphisme barrovien dont l'intensité maximale est atteinte dans la partie supérieure du faciès des amphibolites (zone à staurotide). Ce métamorphisme, dont la partie

prograde coïncide avec le paroxysme thermique établi lors des stades relativement précoces de la tectonique extensive tardi- D_2 , est dans sa majeure partie rétrograde puisqu'il est associé au refroidissement décompressif régi par les stades relativement tardifs de l'extension crustale (chs.V.3 et VII). Au plan textural, ce refroidissement régional discret, bien que n'ayant pas résulté en un contraste thermique perceptible à cause de la pente relativement élevée de la trajectoire décompressive (les variations de températures sont relativement faibles), s'est traduit par une diminution de la taille des grains des métapélites basales et sommitales de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine.

Des structures compressives sont localement préservées au niveau et au voisinage immédiat de ce cisaillement. Il s'agit des plis F_2 micro et mésostructurales déversés à l'W à NW et des fabriques S/C. Ces structures sont probablement des témoins de la réactivation du chevauchement d'El Broumi en faille normale durant les stades tardi- D_2 .

Sachant que ce cisaillement est impliqué dans le plissement de troisième phase tectonique mis en évidence au Nord du secteur oriental étudié (voir c.h.t.), postérieur au pic thermique régional, intrudé de dacitoïdes non déformées (voir c.h.t.) et enfin associé à des plis F_2 deversés à l'W à NW, on conclut que son fonctionnement est contemporain de la deuxième phase tectonique.

IV.4. CRITERES DE CISAILLEMENT ET ASYMETRIE DE LA DEFORMATION

Les régimes tectoniques en compression et en extension présentent des critères de cisaillement communs, avec comme variable l'inversion de la cinématique des mouvements qui leur sont associés (ch.IV.5). Les critères observés, correspondant à ceux utilisés en routine dans la déduction du sens des mouvements (Simpson et Schmid, 1983; Cobbold et al., 1987), sont les suivants:

- La torsion des plans de clivage des phyllites (Fig.27A).
- Les ombres de pression asymétriques (Choukroune, 1971; Malaveille et al., 1982). Elles se développent autour des clinozoïsites, des phyllites ayant des plans de clivage 001 obliques à perpendiculaires par rapport à la foliation de la roche, des pyrites et des porphyroblastes de grenats, de chloritoïdes, de staurotides et de disthène.
- La Si des porphyroblastes syn-tectoniques, à géométrie courbe ou linéaire, mais sécante sur la Se.
- Les cisaillements selon les plans de clivage 001 des phyllites disposées obliquement par rapport à la foliation de la roche (Fig.27C). Le sens de cisaillement indiqué par ces structures est inverse par rapport à celui qui s'opère selon la foliation rocheuse (Choukroune et Lagarde, 1977).
- La dislocation des plans de clivage 001 des phyllites disposées obliquement par rapport à la foliation rocheuse (Fig.27B).

Les structures associées à la déformation compressive impliquent:

- Les plis F_2 asymétriques déversés à l'W à NW. Ces structures sont relativement plus abondantes dans la Z.C.O.Z. et le cisaillement d'El Broumi que dans la Z.C.K.M.
- Le plissement asymétrique des veines de quartz intercalées dans les micaschistes de la Z.C.O.Z. (Fig.29).

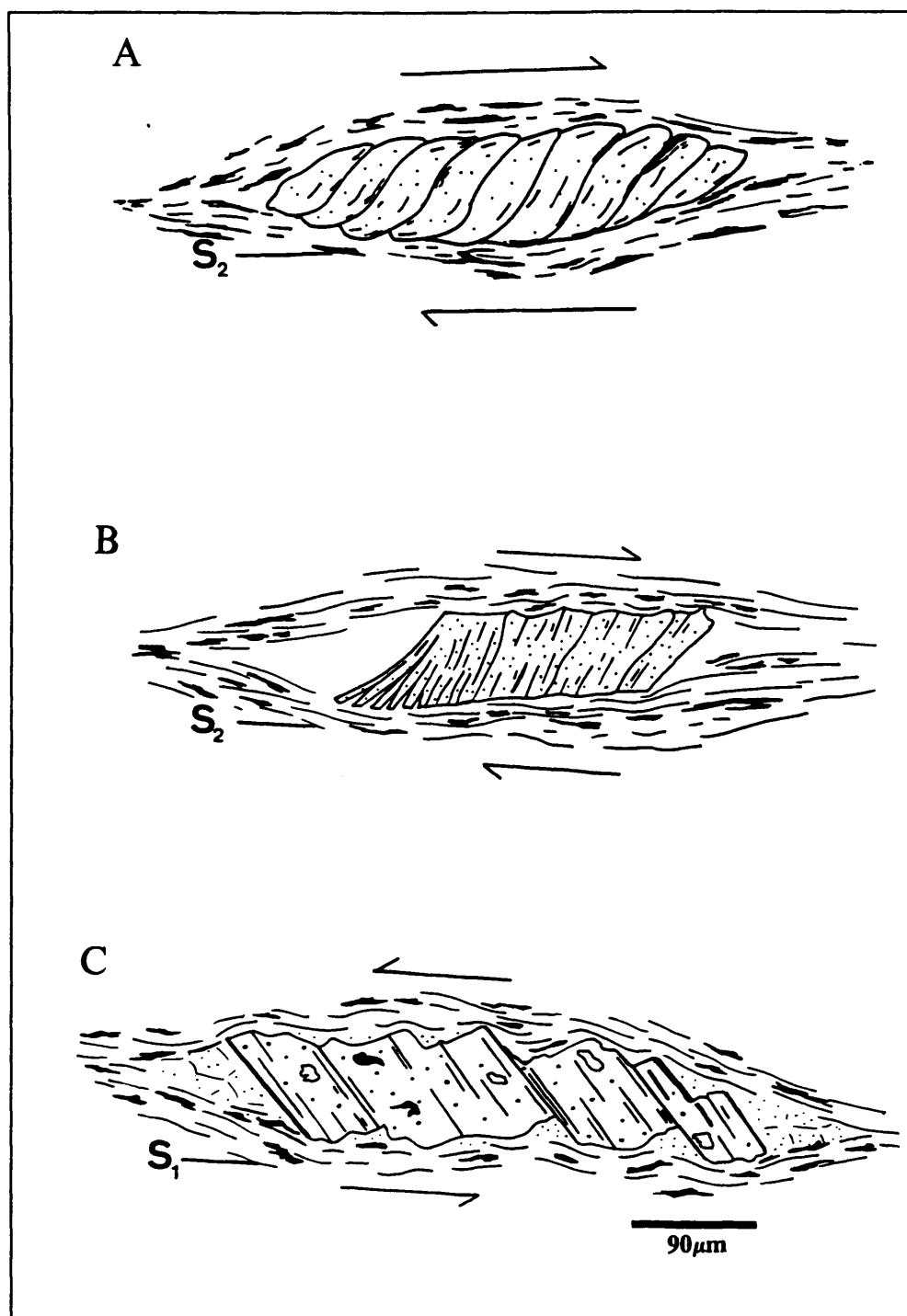


Fig.27. Quelques critères de cisaillement dans la formation des Skhour. Structures associées à la déformation extensive: A, phyllites à plans de clivage 001 tordus; B, phyllites à plans de clivage 001 disloqués. Structures associées à la déformation compressive: C, cisaillements établis le long des plans de clivage 001 des biotites.

-Les structures S/C (Berthé et al., 1979; Lister et Snoke, 1984)(Lames I.3 et II.7, Fig. 28). Elles sont très abondantes dans la Z.C.K.M.; dans le reste des zones de cisaillements, ces structures sont relativement plus développées dans le domaine des phyllades que dans celui des micaschistes.

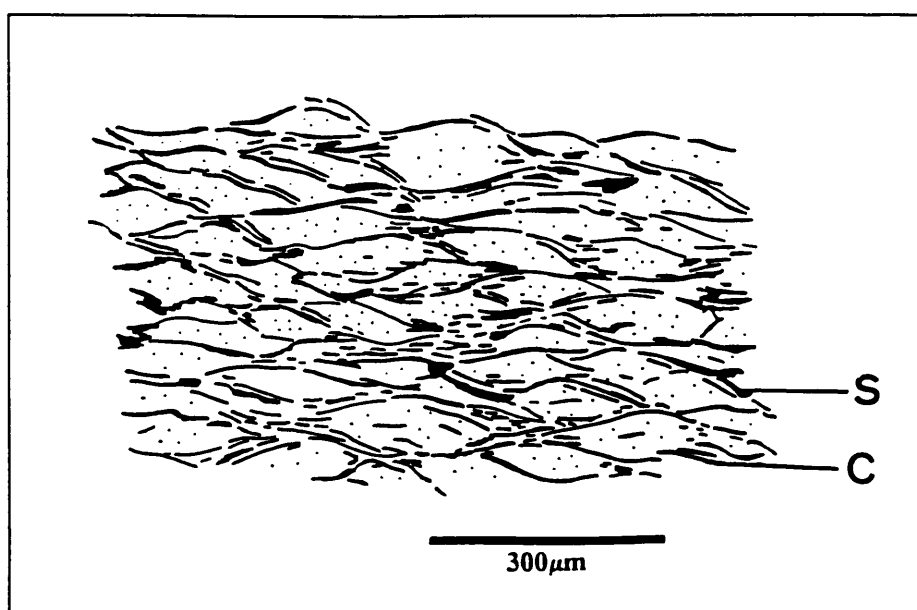


Fig.28. Structures S/C associées à la déformation compressive dans les phyllades de la Z.C.O.Z.

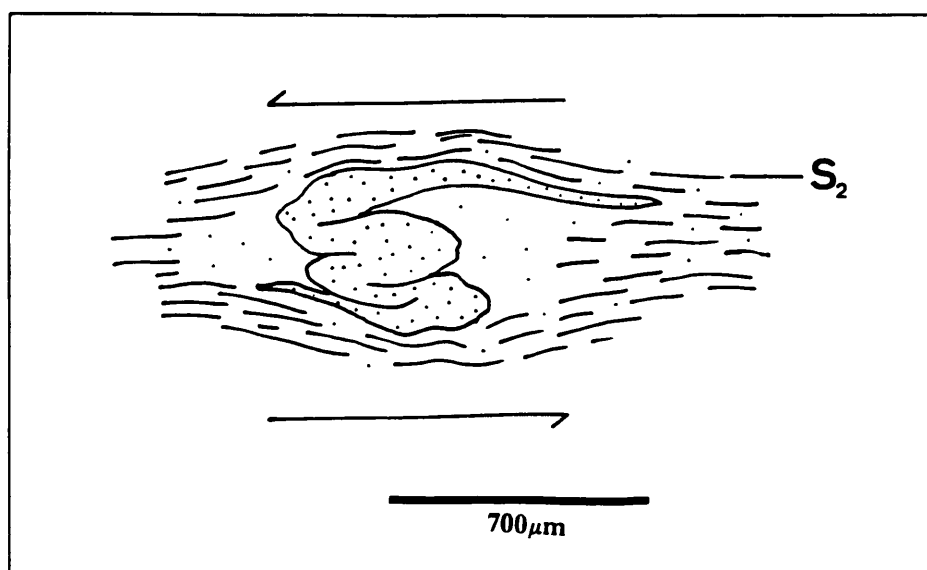


Fig.29. Veine de quartz plissée associée à la déformation compressive dans la Z.C.O.Z.

IV.5. INTERPRETATION DE LA CARTE DES PLANS D'APLATISSEMENT

La cartographie des plans de schistosité régionale S_1 (voir c.h.t.) des Rehamna centraux révèle l'existence d'un anticlinal F_3 subhorizontal, droit à déversé au NW et coaxial aux plis F_1 . Les plans de schistosité S_1 présentaient donc un pendage proche de l'horizontale avant d'être plissés par la troisième phase tectonique hercynienne.

Dans le secteur Nord des Rehamna orientaux, aux environs de Ras El Broumi, les plans de schistosité S_1 et S_2 pendent à l'Est dans les affleurements occidentaux et tendent à se redresser jusqu'à ce qu'ils se verticalisent dans les affleurements orientaux situés juste à la limite du secteur étudié (voir c.h.t.). Cette trajectoire plissée des plans de schistosité, qui est soutenue d'avantage par la répétition de l'ordre stratigraphique (voir c.h.t.), traduit l'existence d'un pli en genoux à déversement limité au SW. Plus à l'Est encore, Cornée (1982) signale la présence de macroplis F_3 à demi longueur d'onde déci à kilométrique dans les formations de Jorf El Ahmar et de Ouled Hassine. Le plongement axial relativement accusé du synclinal F_3 indique des dispositions initiales loin de l'horizontale des plans de schistosité régionale (S_1 et S_2) des Rehamna orientaux, du cisaillement d'El Broumi et, par conséquent, de la Z.C.O.Z.

Bien que la schistosité passe en continuité cartographique d'un domaine structural à l'autre, voire même d'une formation à l'autre, elle peut-être codée en deux types: une schistosité régionale S_2 marquant essentiellement la Z.C.O.Z., la Z.C.K.M. et les formations dévoniennes et tournaisiennes à viséennes du domaine oriental, et une schistosité S_1 caractérisant principalement les formations des Skhour et de Jorf El Ahmar.

Enfin, il est à noter que les plans S_1 et S_2 sont parallèles aux contours des leucogranites de Sidi Bahilil et Ras El Abiod (Lagarde et Michard, 1986).

IV.6. INTERPRETATION DE LA CARTE DES LINEATIONS D'ETIREMENT

De la cartographie des Le, combinée avec une étude structurale ayant porté sur la détermination de la nature de ces fabriques linéaires, on fait ressortir les caractéristiques suivantes:

-Deux types de linéations d'étirement (Le) sont déterminées dans les Rehamna centraux; une première associée à la déformation compressive de première phase tectonique (Le_1) et une deuxième engendrée par les stades extensifs tardi- D_2 (Le_2). La première linéation caractérise la majeure partie de la formation des Skhour, alors que la deuxième est associée aux parties basale et sommitale de cette dernière formation et à la Z.C.K.M. Dans la partie occidentale du secteur central, ces Le sont orientées parallèlement aux axes des plis F_1 et F_2 , alors que dans la partie orientale elles sont sécantes sur les directions axiales de ces structures (voir c.h.t.).

-Les Le de la Z.C.O.Z. sont orientées ENE-WSW à NE-SW et plongent faiblement à l'ENE à NE (voir c.h.t.). Elles sont engendrées par les stades extensifs tardi- D_2 .

-Les linéations d'étirement des Rehamna orientaux sont engendrées au cours des épisodes de déformation D_1 et D_2 . Les Le_1 sont associées à la formation de Jorf El Ahmar, alors que celles engendrées par le deuxième épisode tectonique caractérisent les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf. Les Le_2 sont essentiellement compressives sauf au niveau et au voisinage du cisaillement d'El Broumi et de la Z.C.O.Z., où elles relèvent principalement de la tectonique en extension. Les Le_1 et Le_2 se caractérisent par deux orientations; au Nord, elles sont orientées NE-SW avec un plongement plus ou moins accentué au NE, alors qu'au Sud, elles sont généralement orientées N 140-150 et plongent au SE. Il est à noter qu'au Sud du granite de Ras El Abiod, l'orientation des Le passe de nouveau à N20-30 avec un plongement cette fois-ci au SW (voir c.h.t.).

En première analyse, il ressort de ce qui précède que la trajectoire générale des Le est apparemment plissée. Ce plissement serait imputé aux rotations tardives engendrées par la troisième phase tectonique. Si on fait abstraction de cette phase de plissement, on constate que les Le sont initialement orientées E-W, avec un plongement à l'E. Et partant, l'effondrement de la chaîne au cours de la tectonique extensive serait dirigé vers l'E. Cette possibilité est néanmoins écartée puisque

l'orientation des Le de la Z.C.O.Z. et des Rehamna orientaux, qui sont localisées en grande partie sur le flanc Ouest du synclinal F_3 , varie tout au long du plan porteur (plans de foliation S_1 ou S_2) dont l'orientation et le sens de pendage sont par contre presque constants. Par conséquent, la disposition géométrique des Le est probablement originelle.

IV.7.CINEMATIQUE GENERALE DES REGIMES TECTONIQUES COMPRESSIF ET EXTENSIF ET CONCLUSIONS GENERALES

Le style de la déformation D_1 varie entre les secteurs central et oriental: dans la formation des Skhour, cette phase de déformation a donné lieu à un pli couché F_1 déversé au NW, alors que dans le secteur oriental (formation de Jorf El Ahmar), dont la position structurale est relativement élevée avant la mise en jeu de la tectonique extensive, elle s'est manifestée par un pli F_1 à déversement limité au NW.

Le rapprochement du secteur central du secteur oriental est réalisé durant la deuxième phase tectonique à caractère cisailant. Dans le secteur central, les stades compressifs pré à syn- D_2 ont donné lieu à une allochtonie majeure qui s'est traduite par la mise en place la formation des Skhour sur la formation autochtone de Kef El Mouneb. Le secteur oriental s'est également engagé dans des mouvements chevauchants sur les Rehamna centraux. Il s'agit de chevauchements dirigés de l'E à SE vers l'W à NW, manifestés par l'intermédiaire d'un faisceau de cisaillements à vergence W à NW (Z.C.O.Z. et cisaillement d'El Broumi).

Le retour à l'équilibre de la croûte engrossie est assuré par la tectonique extensive tardi- D_2 dont les stades relativement précoces coïncident avec le pic thermique régional établi dans le faciès des amphibolites. Cette extension crustale a achevé la mise en place finale de la nappe des Skhour sur la matériaux dévonien autochtones, d'une part, et des Rehamna orientaux sur les Rehamna centraux, d'autre part. Elle a engendré des structures discrètes, parallèles à l'axe de la chaîne et aux structures compressives. Ces structures sont concentrées dans des zones de cisaillement correspondant à des failles normales ductiles à caractère de niveaux de décollement qui ont probablement re-utilisé les zones de faiblesse associées à la tectonique compressive (Z.C.K.M., Z.C.O.Z. et le cisaillement d'El Broumi). Ces détachement sont à l'origine de l'effondrement de la chaîne par déplacement des blocs relativement descendants (blocs en position structurale relativement élevée) du SW vers le NE (cas de la Z.C.K.M et de la Z.C.O.Z.) et du NW vers le SE (cas du cisaillement d'El Broumi).

L'ensemble des structures compressives et extensives est ensuite repris par la troisième phase de plissement hercynien qui a contribué, en soulevant la chaîne, à la re-équilibration de la croûte épaissie qui est ainsi livrée à l'action de l'érosion.

L'interprétation structurale allochtoniste de la tectonique hercynienne du secteur étudié du massif des Rehamna n'est pas conforme à la conception autochtoniste actuelle de la zone mésétienne centrale (Lagarde, 1985, 1987; Michard, 1982; Piqué, 1979). Ce modèle tectonique allochtone est avancé à titre d'une nouvelle perspective structurale qui doit être complémentée par des études tectonométamorphiques et stratigraphiques détaillées dans le reste des secteurs des Rehamna.

Cette étude a mis également en lumière l'importance de la tectonique extensive jusqu'à présent non intégrée dans les modèles géodynamiques de l'orogène hercynien marocain. Ce régime tectonique extensif a été signalé dans d'autres chaînes comme à titre d'exemple les Cordillères nord américaines (Davis, 1980; Malaveille, 1987; Sonder et al., 1987; entre autres), les Hellénides (Lister et al., 1984; Faure et Bonneau, 1988; Buick et Holland, 1989; entre autres), les Alpes (Selverstone, 1988; entre autres), le massif iberien (Escuder Viruete et al. 1994; entre autres) etc..., où son rôle en tant que processus de dénudation des ceintures orogéniques, notamment celles de haute pression (Platt, 1986, 1987, 1993), s'est avéré déterminant dans la re-équilibration des croûtes épaissies.

**V. ZONEOGRAPHIE, PETROGRAPHIE, DEFORMATION-BLASTESE,
EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE, ISOGRADES ET ANALYSE
DE L'ESPACE REACTIONNEL**

V.1. INTRODUCTION

La démarche suivie dans ce chapitre est la suivante:

- Inventaire des assemblages minéralogiques et caractérisation des zones métamorphiques.
- Etude pétrographique des assemblages métamorphiques en fonction de la succession zonéographique établie et des types lithologiques rencontrés.
- Etude microstructurale de la position de la blastèse par rapport aux épisodes de la déformation hercynienne.
- Etude de l'évolution tectonométamorphique, accompagnée, d'une part, de l'analyse paragenétique des assemblages minéralogiques des lithologies pélitiques, et d'autre part, des réactions métamorphiques susceptibles d'être à l'origine de la succession zonéographique.
- Interprétation de la géométrie des isogrades.

V.2. ZONEOGRAPHIE METAMORPHIQUE

La zonéographie métamorphique a été établie sur la base d'une étude pétrographique des assemblages minéralogiques, combinée avec une étude de terrain qui a consisté, afin de limiter les risques d'exclusion des paragenèses minérales caractéristiques de chaque zone, en un échantillonnage serré et systématique.

Les zones métamorphiques ont été déterminées à partir des assemblages minéralogiques observés dans les roches pélitiques à semi-pélitiques dont la composition minéralogique est la suivante:

- le quartz (qz) et la muscovite (mus) qui sont toujours présents;
- le plagioclase (plg);

- le stipnomélane (stp);
- la chlorite (chl);
- la biotite (bio);
- le chloritoïde (ctd);
- le grenat (gr);
- la staurotide (sta);
- le disthène (ky);
- et les minéraux accessoires (épidote, clinozoïsite, zircon, apatite, tourmaline, rutile, ilménite, pyrite et calcite).

Les minéraux cités ci-dessus montrent un grand nombre de combinaisons paragénétiques qui ont permis, après sélection des assemblages minéralogiques représentatifs, de dresser une zonation métamorphique. Celle-ci correspond dans une coupe N-S à l'apparition progressive des zones suivantes (voir c.h.t.):

- Une zone à chlorite caractérisant l'ensemble du massif, à l'exception de la Z.C.K.M. où elle est absente dans les niveaux d'affleurement actuels.
- Une zone à biotite.
- Une zone à grenat.
- Une zone à staurotide.
- Une zone à staurotide et disthène dans la Z.C.K.M. ou de simples localités dans la Z.C.O.Z.. Il est à noter que la condensation des zones métamorphiques par la tectonique extensive a donné lieu à la coïncidence de l'isograde (ou localités) de la staurotide avec celle du disthène dans ces deux zones de cisaillement.

Les assemblages métamorphiques à chloritoïde montrent par contre une répartition ponctuelle. Dans la formation des Skhour, ces assemblages sont localisés dans la zone à chlorite, alors que dans la Z.C.O.Z., la formation de Jorf El Ahmar et celle d'El Broumi-Ouled Hassine, ils sont limités à la partie inférieure de la zone à grenat et à l'isograde de la staurotide (voir c.h.t.). Cette répartition régionale à caractère ponctuel du chloritoïde a été probablement limitée par ses exigences chimiques

strictement alumineuses (Miyashiro, 1973; Yardley, 1989).

La zonation métamorphique des Rehamna est typiquement barroviennne (Miyashiro, 1973). L'orientation des zones métamorphiques à l'échelle du secteur étudié exprime un gradient métamorphique orienté NE-SW. Selon Gigout (1951) et Hoepfner et al. (1982), ce gradient est combiné à un autre orienté E-W. A notre sens, ce dernier gradient n'est en fait qu'apparent puisqu'il est acquis par rotation post-métamorphique des isogrades durant la troisième phase de déformation hercynienne.

V.3. PETROGRAPHIE METAMORPHIQUE

V.3.1. Introduction

Sachant que les assemblages métamorphiques associés aux stades compressifs et extensifs de la déformation D_2 sont généralement similaires, l'étude pétrographique de ceux-ci va être limitée à leurs caractéristiques texturales et à la description des différentes lithologies rencontrées; ce n'est que dans le chapitre V.4 où on va différencier avec plus de détails les différentes générations micro-structurales.

Avant d'aborder l'étude pétrographique, nous rappelons quelques caractéristiques lithologiques fondamentales de chaque secteur du massif.

La partie Nord de la formation des Skhour est à dominante de lithologies quartzitiques et pélitiques à semi-pélitiques, avec quelques intercalations de metabasites dans la zone à biotite et celle à grenat. Sa partie Sud est par contre constituée presque exclusivement de pélites et semi-pélites rapportées au Cambrien moyen, avec de rares intercalations de roches calco-silicatées. La schistosité régionale observée dans l'ensemble des lithologies de cette formation correspond aux plans S_1 .

La Z.C.K.M. est par contre à dominante de lithologies métaconglomératique à matrice pélitique, dans lesquelles sont intercalées des métapélites et semi-pélites ferrugineuses. L'ensemble de ces matériaux est fortement cisailé comme en attestent l'abondance des structures S/C et les fabriques planaires et lineaires à caractère pénétratif. La schistosité régionale observée dans tout ce secteur correspond aux plans S_2 engendrés par la tectonique extensive tardi- D_2 . L'étude pétrographique des matériaux de cette zone va porter principalement sur les lithologies pélitiques et semi-pélitiques.

Les Rehamna orientaux présentent des faciès lithologiques largement plus variés que ceux des Rehamna Centraux. Les formations de Jorf El Ahmar et d'El Broumi-Ouled Hassine sont à dominante de quartzites et de métapélites et semi-pélites. La formation de Lalla Tittaf est prédominée principalement par des lithologies pélitiques et semi-pélitiques, dans lesquelles sont intercalées des metabasites, des orthogneiss, des calcschistes et des marbres. La première formation est affectée par

une schistosité régionale de première phase tectonique (S_1) et d'une autre locale de deuxième phase tectonique (S_2), alors que les deux autres formations développent des plans de foliation régionale engendrés par la deuxième phase de déformation.

Les lithologies de la Z.C.O.Z. correspondent essentiellement à des pélites et semi-pélites, avec quelques intercalations de quartzites, de marbres et de metabasites. Ces différentes lithologies sont affectées par une schistosité régionale produite lors de la tectonique extensive tardi- D_2 . Les fabriques planaires S_1 ne sont observées que localement au niveau des charnières F_2 .

V.3.2. Etude pétrographique

V.3.2.1. Métapélites et semi-pélites

Les lithologies pélitiques et semi-pélitiques des Rehamna centraux et orientaux montrent parfois une tendance vers les termes grawauckeux qui est traduite par un enrichissement en plagioclases, en apatites et en épidotes. La proportion de ces minéraux devient parfois tellement importante que ces roches s'identifient comme des métagrawauckes pures; tel est le cas de la métagrawaucke située juste à l'Est de Ouled Slimane (voir c.h.t.) et de celles intercalées dans les micaschistes de Lalla Tittaf.

La texture des métapélites et semi-pélites de la formation des Skhour est variable en fonction de l'intensité du métamorphisme; au Nord, dans la zone à chlorite et la partie supérieure de la zone à biotite, la texture est généralement lépidoblastique à parfois granolépидoblastique, alors qu'au Sud elle devient porphyroblastique à partir de la partie inférieure de la zone à biotite. Dans les autres secteurs du massif, cette dernière texture ne s'individualise clairement qu'à partir de la zone à grenat.

V.3.2.1.1. Caractéristiques pétrographiques

Le stipnomélane

Formation des Skhour

Le stipnomélane est présent dans la zone à chlorite et persiste jusqu'à la partie supérieure de la zone à biotite, où sa quantité modale a considérablement diminué. Il se présente en fibres de petite taille (100 à 120 μm) fréquemment associées aux opaques et se dispose parallèlement à parfois obliquement par rapport aux plans de schistosité S_1 . Sa couleur est variable avec l'intensité du métamorphisme; elle passe du brun à brun vert dans la zone à chlorite au brun rouge dans la zone à biotite.

Zone de cisaillement de Kef El Mouneb

Le stipnomélane se retrouve avec les mêmes caractéristiques optiques que dans la formation des Skhour. Il imprime essentiellement la schistosité régionale S_2 et définit localement les charnières

des microplis F_2 .

Rehamna orientaux

Exception faite de l'apparition d'une nouvelle génération syn- D_2 dans la formation d'El Broumi-Ouled Hassine, le stipnomélane des Rehamna orientaux se présente avec les mêmes caractéristiques pétrographiques et microstructurales que celui de la formation des Skhour.

Zone de cisaillement de Ouled Zednes

Le stipnomélane est pétrographiquement similaire à ceux des secteurs précédents. Sa croissance est principalement associée au deuxième épisode tectonique; la génération syn- D_1 n'a été observée que localement au niveau des charnières des microplis F_2 .

L'ensemble des générations de stipnomélane décrites ci-dessus sont souvent rétrogradées en chlorites.

La muscovite

Formation des Skhour

Trois générations de muscovites caractérisent la zone à chlorite: une première génération syn- D_1 , prédominante régionalement, représentée par des lépidoblaste automorphe de petite taille (120 à 150 μm), une deuxième génération syn- D_2 , moins abondante que la première, et une dernière produite postérieurement à la déformation D_2 sous forme de petites paillettes automorphes (100 μm) discordantes sur les plans S_1 .

Ces générations de muscovites se retrouvent dans la zone à biotite, la zone à grenat et celle à staurotide. Dans les deux dernières zones, il y a augmentation de la taille des muscovites associées aux épisodes de déformation D_1 (200 à 240 μm) et D_3 (120 μm).

Zone de cisaillement de Kef El Mouneb

Trois générations de muscovites lépidoblastiques (100 à 150 μm) caractérisent l'ensemble des

zones métamorphiques de la Z.C.K.M. La première génération souligne localement les charnières des plis F_2 , la deuxième est syn-schisteuse par rapport au deuxième épisode tectonique et enfin la troisième est postérieure à l'impression des plans S_2 .

Rehamna orientaux

Trois à quatre générations de muscovites sont différenciées dans la zone à chlorite et celle à biotite:

- Des muscovites syn-schisteuses imprimant les plans S_1 sous forme de lépidoblastes de petite taille (100 à 140 μm). Elles caractérisent essentiellement la formation de Jorf El Ahmar. Ces muscovites sont parfois accompagnées d'autres, d'origine blastique ou clastique incertaine, qui sont dépourvues de Si et disposées obliquement sur les plans S_1 deflectés autour d'elles.

- Des muscovites contemporaines de la déformation D_2 , associées principalement à la formation d'El Broumi-Ouled Hassine ou aux rares plans axiaux des plis F_2 rencontrés dans la formation de Jorf El Ahmar. Elles s'annoncent sous forme de paillettes (100-140 μm) automorphes disposées parallèlement aux plans de schistosité S_2 .

- Des muscovites contemporaines de la déformation D_3 ; elles soulignent la schistosité de fracture S_3 et montrent des tailles relativement réduites par rapport aux générations précédentes (80 à 100 μm).

Les muscovites de la zone à grenat sont essentiellement prédominées par la deuxième génération citée ci-dessus, dont la taille a largement augmenté (180-200 μm). Cette génération caractérise essentiellement la formation dévonienne d'El Broumi-Ouled Hassine.

Les muscovites de la zone à staurotide présentent par contre plusieurs différences avec celles des zones précédentes, qui résident principalement dans :

- La prédominance, beaucoup plus accentuée que dans la zone à grenat, de la génération associée au deuxième épisode tectonique. Cette génération se présente sous forme de paillettes (200-240 μm) idiomorphes qui arrivent parfois à s'individualiser en porphyroblastes (350-400 μm) subpoeciloblastiques, incluant des grains de quartz, des opaques et parfois des oxydes de fer.

-La cristallisation post-D₂ de muscovites porphyroblastiques (250 µm).

Zone de cisaillement de Ouled Zednes

Les muscovites se présentent avec les mêmes caractéristiques microstructurales que celles mentionnées dans les Rehamna orientaux, avec prédominance, cette fois-ci beaucoup plus marquée, de la génération contemporaine du deuxième épisode de déformation.

Il est à noter que la quantité de la muscovite dans l'ensemble des secteurs du massif diminue sensiblement avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme. Les quantités modales les plus faibles sont représentées par les micaschistes de la zone à staurotide et ceux de la zone ou des localités à staurotide et disthène.

La chlorite

Formation des Skhour

Trois générations de chlorites ont été déterminées dans la zone à chlorite et celle à biotite; une génération contemporaine de la première phase tectonique, une autre, relativement moins fréquente, associée à la déformation D₂ et enfin une dernière postérieure à cette dernière phase tectonique. Il s'agit de lépidoblastes (80 à 130 µm) automorphes, de couleur verte, présentant comme inclusions des opaques. Le passage de la zone à chlorite à la zone à biotite est marqué par une diminution sensible de la quantité de chlorite qui est parfois absente dans les assemblages métamorphiques à biotite.

A part l'existence locale d'une chlorite de grande taille (250 à 300µm) marquant les plans S₂ et une diminution significative de sa quantité modale, la chlorite de la zone à grenat ne présente pas de différences notables avec celles des zones précédentes. Dans la zone à staurotide, la chlorite persiste en très faible quantité sous forme de lépidoblastes de petite taille (80 µm), dont la couleur a viré au vert claire.

Zone de cisaillement de Kef El Mouneb

La chlorite se présente en lépidoblastes verts et automorphes dont la taille est comprise entre

80 et 120 μm . Elle imprime essentiellement les plans S_2 et continue de cristalliser postérieurement à la deuxième phase tectonique. Des chlorites syn- D_1 impriment localement les plans S_1 des microplis F_2 préservés des processus de transposition.

Rehamna orientaux et zone de cisaillement de Ouled Zednes

Les seules différences que montrent les chlorites des Rehamna orientaux et de la Z.C.O.Z. avec celles de la formation des Skhour résident dans:

- La prédominance de la génération syn- D_2 .
- La rareté de la chlorite dans les localités à staurotide et disthène de la Z.C.O.Z.
- L'apparition de chlorite post- D_2 porphyroblastique (250 à 300 μm) dans la zone à staurotide. Ce type apparaît tardivement par rapport aux staurotides post- D_2 qu'il englobe partiellement.

La croissance de la chlorite clairement associée à l'épisode métamorphique rétrograde ayant affecté l'ensemble du secteur s'opère souvent par remplacement des staurotides, des grenats et des biotites.

La biotite

Formation des Skhour

La partie supérieure de la zone à biotite est caractérisée par l'existence d'un type lépidoblastique de petite taille (120 μm), de couleur brune à brun verte, à disposition parallèle aux plans de schistosité régionale S_1 .

Ces biotites, dont la couleur a viré au brun, sont accompagnées dans la partie inférieure de la zone par d'autres porphyroblastiques (300 μm) à parfois poeciloblastiques, englobant comme inclusions du quartz, des muscovites, des épidotes, des ilménites, des rutilés et parfois des zircons et des tourmalines. Il s'agit de porphyroblastes de couleur brune à parfois brun verte, dont l'habitus, généralement auto à subautomorphe, est fonction de l'intensité des dissolutions qui leur confèrent dans des cas extrêmes des formes en amandes disposées parallèlement à la foliation rocheuse. Les

porphyroblastes de biotites sont syn-schisteux; ils se disposent parallèlement aux plans S_1 et localement aux plans S_2 , ou leur sont obliques tout en montrant des figures de rotation syn-cinématiques exprimées par une schistosité interne (S_i) à géométrie linéaire, orientée obliquement par rapport à la schistosité externe (S_e).

Les différences entre ces biotites et celles de la zone à grenat et la zone à staurotide sont marquées par:

- l'augmentation considérable de la taille des biotites porphyroblastiques (400 à 500 μm);
- l'apparition de biotites rotationnelles à S_i courbe indiquant une quantité de rotation relativement importante;
- la présence exclusive de biotite brune, alors que dans la partie inférieure de la zone à biotite on peut rencontrer des biotites brun vertes.

La troisième génération de biotites à signaler, disposée de manière sécante sur les plans S_2 , est probablement produite au cours de la déformation D_3 . Elle est représentée par des lépidoblastes (100 μm) bruns et automorphes dans la zone à biotite et celle à grenat ou par des porphyroblastes idio à subidiomorphes (200 à 300 μm) dans la zone à staurotide.

Zone de cisaillement de Kef El Mouneb

La biotite est rarement exprimée. Quand elle est présente, elle apparait sous forme de petits lépidoblastes (120 μm) principalement contemporains de la déformation D_2 . Sa blastèse continue de s'opérer localement après l'impression des plans S_2 . Cette dernière génération présente une couleur brune et une taille de l'ordre moyen de 100 μm . Des biotites syn- D_1 ont été également déterminées; elles impriment localement les microcharnières F_2 épargnées de la composante de cisaillement.

Rehamna orientaux et zone de cisaillement de Ouled Zednes

A l'encontre des biotites des Rehamna centraux, abondantes et souvent porphyroblastiques, celles des zones à biotite et à grenat des Rehamna orientaux et de la Z.C.O.Z. se présentent en faible quantité, avec existence presque exclusive des types lépidoblastiques. Ce n'est que dans la zone à staurotide et les localités à staurotide et disthène que la taille et la quantité modale des biotites

augmentent considérablement. À part ces différences de taille et d'abondance, les biotites de ces secteurs sont pétrographiquement similaires à celles de la formation des Skhour. Au plan structural, on note l'abondance de la génération contemporaine du deuxième épisode de déformation, qui est relativement peu exprimée dans le secteur central.

Toutes les générations de biotites qu'on vient de décrire dans l'ensemble du secteur sont souvent rétrogradées durant la troisième phase de plissement hercynien par chloritisation et, moins fréquemment, par transformation en rutil qui s'y présentent en aiguilles fines à orientation aléatoire.

Le grenat

Les grenats ont une taille moyenne variable entre 240 et 800 μm , avec des tailles maximales millimétriques. Leurs inclusions, correspondant aux mêmes phases minéralogiques de la matrice, sont variables; elles correspondent à des biotites, du quartz, des ilménites, des chlorites, des muscovites, des tourmalines, des épidotes et moins fréquemment des rutil. Ces inclusions s'organisent souvent en surfaces planaires soulignées essentiellement par du quartz et des ilménites étirés.

Les porphyroblastes de grenat sont généralement subautomorphes à xénomorphes; leur habitus dépend de l'intensité des dissolutions. En effet, les grenats de l'isograde Gr+ sont automorphes à subautomorphes, alors que ceux de la zone à staurotide et de la partie inférieure de la zone à grenat, relativement précoces et plus affectés par les dissolutions, sont xénomorphes. La tendance vers la xénomorphie est accentuée d'avantage par les rétrogradations des bords des grenats en biotites et/ou en chlorites.

Formation des Skhour

Deux générations de grenats ont été déterminées dans leur propre zone métamorphique; une génération contemporaine de la déformation D₁, prédominante régionalement, et une génération syn-schisteuse par rapport aux plans S₂, d'importance locale.

Ces grenats se retrouvent dans la zone à staurotide, où elles sont le plus souvent entourées d'une auréole de rétrogradation constituée essentiellement de biotites et/ou de chlorites.

Zone de cisaillement de Kef El Mouneb

Seule la deuxième génération de grenat contemporaine de la déformation D_2 est représentée dans les micaschistes de l'autochtone. Il s'agit de cristaux de petite taille (100 à 140 μm), d'habitus xénomorphe, relativement riches en inclusions d'ilménites. Malgré l'échantillonnage serré effectué dans toute cette formation, le grenat n'a jamais été rencontré en association avec le disthène et la staurotide.

Rehamna orientaux et zone de cisaillement de Ouled Zednes

La cristallisation des grenats des Rehamna orientaux est limitée aux épisodes de déformation D_1 et D_2 . La croissance syn-schisteuse par rapport aux plans S_1 caractérise essentiellement la formation cambro-ordovicienne de Jorf El Ahmar, alors que celle contemporaine de la déformation D_2 s'exprime dans les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf et ne se manifeste que localement dans les matériaux cambro-ordoviciens. Toutes ces générations de grenats se maintiennent dans la zone à staurotide.

La prophyroblastèse du grenat de la Z.C.O.Z. se trouve par contre restreinte au deuxième épisode tectonique.

La staurotide

Il s'agit de prismes plus ou moins trapus, de taille millimétrique, pléochroïques dans les jaunes et rarement mâclés. Leurs inclusions correspondent à du quartz, des ilménites, des biotites, des muscovites, des tourmalines, des épidotes, parfois des chlorites et plus rarement des grenats et des rutilés. En raison de l'importance des rétrogradations qui les ont affectés, ces minéraux montrent généralement un habitus xénomorphe; leurs produits de transformations rétrogrades correspondent à des muscovites plus ou moins des granules ferrugineux, et moins fréquemment des biotites et des chlorites. Les staurotides des Rehamna orientaux et de la Z.C.O.Z. sont relativement plus rétrogradées que les grenats qui leurs sont associés.

Dans la formation des Skhour, l'occurrence des staurotides est limitée aux micaschistes cambriens. Trois types y ont été distingués; des staurotides syn-tectoniques par rapport aux épisodes

de déformation D_1 ou D_2 et quelques rares staurotides de petite taille ($300\ \mu\text{m}$), à croissance postérieure à l'impression des plans S_2 .

Ces différentes générations de staurotide se retrouvent dans les Rehamna orientaux, alors que la première génération est absente dans la Z.C.O.Z.

Dans la Z.C.K.M., la staurotide montre une répartition sporadique; elle apparaît localement au niveau ou juste au dessus de l'isograde du disthène. Sa croissance est essentiellement contemporaine du deuxième épisode tectonique, avec quelques cristallisations postérieures à la définition des plans S_2 . Les staurotides syn- D_1 ne sont préservées que localement au niveau des charnières des microplis F_2 .

Le chloritoïde

Formation des Skhour

Le chloritoïde de la formation des Skhour montre une extension ponctuelle limitée à la zone à chlorite. Il est généralement dépourvu d'inclusions sauf exceptionnellement quelques rares ilménites. Il se présente sous forme de prismes (150 à $200\ \mu\text{m}$) idio à subidiomorphes, incolores à légèrement pléochroïques dans le vert. Il définit les plans S_1 et est parfois rétrogradé en ilménites et moins fréquemment en chlorites.

Rehamna orientaux

Il est localisé dans quelques micaschistes situés à la limite entre la zone à grenat et celle à staurotide de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine et celle de Jorf El Ahmar. Il se présente en prismes idio à subidiomorphes, incolores à légèrement pléochroïques dans le vert et ayant une taille moyenne variable entre 130 et $200\ \mu\text{m}$. Sa blastèse est principalement contemporaine des deux premiers épisodes tectoniques, avec quelques cristallisations locales postérieures à la déformation D_2 .

Zone de cisaillement de Ouled Zednes

Le chloritoïde apparaît ponctuellement dans la zone à grenat et au niveau de l'isograde de la staurotide.

Dans la zone à grenat, il se présente en cristaux (100 à 180 μm) idio à subidiomorphes, incolores à légèrement pléochroïques dans le vert, incluant souvent des minéraux opaques et plus rarement des rutilés. Trois générations sont distinguées; une première génération contemporaine de la déformation D_1 , une deuxième syn-schisteuse par rapport aux fabriques planaires S_2 et une autre postérieure à l'impression des plans S_2 .

A part l'absence de la génération contemporaine de la déformation D_1 et celle postérieure à la définition des plans S_2 , le chloritoïde se retrouve avec les mêmes caractéristiques optiques et microstructurales au niveau de l'isograde de la saturotide; il y est souvent entouré d'une auréole de rétrogradation composée de minéraux opaques et d'oxydes de fer.

Le disthène

Zone de cisaillement de Kef El Mouneb

Il est localisé dans les micaschistes et dans des filons de quartz intercalés dans les métapélites.

Les cristaux de disthène des filons de ségrégation métamorphique sont souvent groupés en gerbes (Lame III. 1) composées de prismes incolores à légèrement bleus qui peuvent atteindre des tailles de l'ordre de 6 à 8 cm.

Les porphyroblastes du disthène des micaschistes se présentent en prismes (180 à 400 μm) incolores, d'habitus auto à subautomorphes, englobant des inclusions représentées principalement par des opaques et, en proportions mineures, du quartz. Ils se présentent en deux générations, une première génération contemporaine de la déformation D_1 , soulignant localement les microcharnières F_2 , et une deuxième génération syn- D_2 .

Le disthène des micaschistes est rarement rétrogradé en muscovites; ses rétrogradations sont par contre spectaculaires dans les filons de quartz, où il est souvent entouré d'un feutrage de muscovites de petites tailles.

Zone de cisaillement de Ouled Zednes

Le disthène est rencontré aussi bien dans des filons de quartz que dans les micaschistes. Il s'annonce sous forme de prismes idio à subidiomorphes dont la taille maximale, d'ordre

centimétrique, est atteinte par ceux des filons de ségrégation métamorphique. Il renferme souvent des inclusions de quartz, d'opakes et de muscovites, plus ou moins des biotites lépidoblastiques. Un début de rétrogradation en muscovite est souvent décelable sur ses bords. Sa croissance est contemporaine des stades tardifs de la deuxième phase tectonique.

L'andalousite et la cordierite

Ces deux minéraux sont associés à l'auréole thermique des granites de Sidi Bahilil et Ras El Abiod. L'andalousite se présente en deux générations: une génération syn-D₂ associée à la tectonique extensive, et une autre post-D₂. Ces deux types d'andalousite sont légèrement rétrogradées sur leurs bords en muscovites.

Quant à l'existence de la cordierite, elle n'est qu'hypothétique: les formes plus ou moins ovales et bourrées de muscovites de petite taille et de quartz indiquent probablement d'anciens porphyroblastes de cordierites rétrogradés.

L'ilménite et le rutile

Les cristaux d'ilménites de l'ensemble du secteur étudié montrent des formes plus ou moins tabulaires et des tailles variables. Ils soulignent les plans de schistosité S₁ et S₂. Ces deux générations se développent au dépens du rutile qui est souvent conservé dans leurs coeurs. L'ilménite associée à la troisième phase de plissement est peu abondante; elle définit localement les plans de schistosité de fracture S₃.

La tourmaline

Elle constitue avec les épidotes les phases accessoires les plus fréquentes. Ses prismes sont automorphes, de taille variable et montrent le plus souvent un zoning non systématique.

L'apatite

Cette phase accessoire se présente sous forme de grains subidiomorphes, de petite taille

Le zircon

Il montre des formes prismatiques de petite taille, d'habitus subidiomorphes à xénomorphes.

L'épidotes et la clinozoïsité

Formation des Skhour, Rehamna orientaux et zone de cisaillement de Ouled Zednes

Les épidotes se présentent en grains xénomorphes de petite taille, souvent transformées sur leurs bords en clinozoïsites. Ces transformations progrades se manifestent à partir de la partie inférieure de la zone à grenat.

Zone de cisaillement de Kef El Mouneb

Les épidotes et les clinozoïsites sont relativement abondantes dans cette zone. Quelques roches d'origine grawauqueuse probable sont formées presque exclusivement d'épidotes; il s'agit de niveaux discontinus d'épidotites de teinte verdâtre plus ou moins sombre, intercalés dans les métapélites. Leur compétence relativement élevée est traduite par le contrôle qu'elles exercent sur la répartition de la déformation: leurs faciès marginaux, relativement plus affectés par la composante de cisaillement, développent des fabriques planaires et linéaires pénétratives, alors que leurs faciès centraux, où la déformation est prédominée par la composante de raccourcissement, sont à structure équante.

Les épidotes sont souvent transformées sur leurs bords en clinozoïsites qui existent également dans la matrice en grains homogènes. Ces deux minéraux se présentent souvent sous forme de prismes auto à subautomorphes, dont la taille moyenne est variable entre 300 et 400 μm . Ils peuvent souligner les plans S_2 ou sont sécants sur eux tout en montrant des figures de rotation syn-cinématique. Certains continuent de cristalliser postérieurement à l'impression des plans S_2 .

La pyrite

Ce minéral est peu commun dans les pélites et semi-pélites de la formation des Skhour et de la Z.C.K.M.; il est relativement plus abondant dans les assemblages métamorphiques à chlorite et à biotite que dans ceux à grenat. Il se présente sous forme de cubes de taille variable, toujours moulés par les plans S_1 ou S_2 et présentant des ombres de pression plus ou moins asymétriques.

La pyrite est relativement peu représentée dans les Rehamna orientaux et la Z.C.O.Z..

La calcite

Elle a été rencontrée comme phase accessoire dans les métagrauwackes des formations des Skhour et de Lalla Tittaf, où elle s'y présente en grains de petite taille, d'habitus subautomorphes à xénomorphes.

V.3.2.2. Métabasites

V.3.2.2.1. Métabasites de Ouled Abdellah

Trois affleurements de métabasites, dont le protolite igné correspond à des diabases, ont été rencontrés dans la formation des Skhour. Ils sont limités à la zone à biotite et à la partie supérieure de la zone à grenat, où ils se présentent en filons peu épais intercalés dans les phyllades et micaschistes cambriens affectés par la déformation compressive de première phase tectonique. Il s'agit de roches à grains fins à moyen et à texture nématoblastique dont les faciès marginaux sont plus foliés que les faciès centraux, où des structures ignées diabasiques ont été souvent conservées (Lame III.2).

Caractéristiques pétrographiques

Les amphiboles

Ce sont les constituants principaux des métabasites. Dans les faciès marginaux, elles se présentent toujours sous forme de prismes (200 à 400 μm) idio à subidiomorphes, pléochroïques dans le vert à bleu vert et englobant des inclusions de même composition minéralogique que les phases de la matrice. Sur le plan microstructural, deux générations d'amphiboles correspondant à des hornblendes sont distinguées: des amphiboles syn-schisteuses alignées selon les plans de schistosité S_1 et d'autres postérieures à la déformation D_1 . Ces deux types d'amphiboles sont souvent rétrogradées en chlorites.

Les métabasites à texture ignées sont caractérisées par, d'une part, la présence de quelques amphiboles de couleur sombre et d'habitus xénomorphe qui sont probablement d'origine ignée, et d'autre part, la coexistence à l'échelle du même grain d'actinotes incolores à légèrement bleu vertes et d'hornblendes vertes à bleu vertes. Ce dernier couple d'amphiboles maintient des relations texturales caractérisées par:

- L'existence de tâches irrégulières des hornblendes dans les actinotes. Les plans de clivage des deux amphiboles sont continus et présentent des orientations similaires (Fig.30).

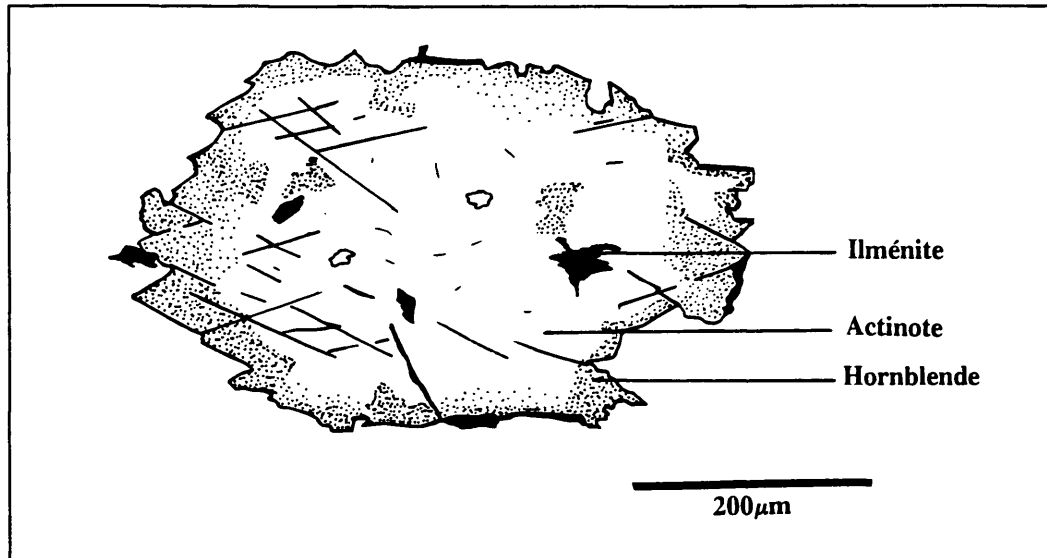


Fig.30. Représentation schématique des relations de coexistence de l'actinote avec la hornblende dans les métadiabases de Ouled Abdellah. Explication: voir texte.

- La croissance des hornblendes sous forme de grains xénomorphes autour des actinotes (Fig.30).
- Un contact plus ou moins franc entre les deux types d'amphiboles coexistants à l'échelle du même grain.
- L'occurrence des hornblendes sous forme de minéraux homogènes, alors que les actinotes, quand elles existent, maintiennent toujours avec les hornblendes les relations texturales décrites précédemment.

Ces relations texturales sont interprétées comme une zonation métamorphique dans laquelle les actinotes se sont déstabilisées lors de l'incrément de l'intensité du métamorphisme qui a favorisé leur remplacement par la hornblende. Cette interprétation sera justifiée définitivement dans le chapitre VI par des critères minéralochimiques qui écartent la possibilité de l'existence d'un "gap" de miscibilité entre ces deux amphiboles calciques.

Les plagioclases

Deux types de plagioclases sont distingués:

-Des plagioclases généralement euhédraux, de taille millimétrique, montrant le plus souvent des mâcles polysynthétiques et parfois des structures sympléctitiques. Ils sont fréquemment rétrogradés en chlorites, clinozoïsites, épidotes, quartz, plus ou moins la calcite et la muscovite. A part les phénocristaux disposés en lattes dans les métadiabases, la nature blastique ou ignée de la majeure partie des plagioclases est impossible de déterminer et ce, en raison de l'absence de fabriques planaires internes.

-Des blastes de petite taille (100 à 200 μm), rarement mâclés, soulignant les plans S_1 dans les domaines schistosés ou montrant des points triples de recristallisation dans les zones relativement compétentes.

Le quartz

Il se présente en petits cristaux (120 à 150 μm) aplatis dans les plans S_1 ou montrant, comme les plagioclases, des points triples de recristallisation dans les zones relativement peu affectées par la composante de cisaillement.

La chlorite

Elle souligne les plans de schistosité régionale S_1 ou se dispose obliquement sur eux sous forme de paillettes (80 à 130 μm) automorphes de couleur verte à vert claire. Sa quantité modale a sensiblement diminué dans l'affleurement le plus profond de la zone à grenat.

La chlorite se présente également comme produit de rétrogradation des amphiboles et des plagioclases.

La biotite

Quand elle existe, elle se présente en très faible quantité sous forme de lépidoblastes (80 à 130 μm) bruns, alignés selon la schistosité rocheuse.

L'ilménite, le sphène et le rutile

L'ilménite prédomine largement sur le sphène et le rutile. Elle s'aligne selon les plans S_1 sous forme de cristaux plus ou moins tabulaires de taille variable. Ses bords montrent souvent un léger début de transformation en sphène et sa partie centrale englobe souvent des reliques de rutilites au dépens desquels elle s'est développée.

L'épidote et la clinozoïsite

Ces minéraux apparaissent en grains (120 à 150 μm) idio à subidiomorphes. La clinozoïsite prédomine quantitativement sur les épidotes dans les metabasites de la zone à grenat; les metabasites intercalées dans les métapélites à biotite présentent par contre presque exclusivement des épidotes.

Dans les roches relativement foliées, ces minéraux peuvent s'aligner grossièrement selon les plans S_1 . Ils cristallisent aussi tardivement au dépens des plagioclases rétrogradés.

La calcite

Elle se présente en petits cristaux (120 μm) xénomorphes plus ou moins aplatis selon la foliation rocheuse. Elle apparaît aussi tardivement comme produit de rétrogradation des plagioclases ou comme produit de remplissage de quelques fractures obliques sur les plans de schistosité S_1 .

L'apatite

Ce minéral s'annonce sous forme de grains de taille réduite, d'habitus auto à subautomorphe.

V.3.2.2.2. Métabasites de Lalla Tittaf et de Ouled Heriz

Elles affleurent dans les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf, où elles sont intercalées dans les micaschistes à staurotide.

Les metabasites de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine et de la partie occidentale de la formation de Lalla Tittaf sont relativement peu abondantes; elles se présentent en bancs centimétriques

relativement minces, discontinus et intensément affectés par la déformation cisailante. Les affleurements orientaux de la formation de Lalla Tittaf sont par contre épais et généralement massifs. Deux types de metabasites sont distingués; des metabasites porphyriques (affleurements orientaux de la formation de Lalla Tittaf) et d'autres banales, à structures nématoblastique (metabasites de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine et metabasites occidentales de la formation de Lalla Tittaf) à parfois nématoporphYROblastique (quelques metabasites orientales de la formation de Lalla Tittaf).

Métabasites porphyriques

Quatres affleurements de metabasites porphyriques ont été rencontrés dans la formation de Lalla Tittaf:

- la metabasite de Koudiat Ierni-Chaba Touila (Jenny, 1974);
- la metabasite de Draa Moul Azib et;
- celles de Bir El Ahmar.

Il s'agit de faciès verts à vert sombres, d'épaisseur variable, dont la structure porphyrique leur est conférée par la présence de cristaux de plagioclases de taille centimétrique.

Ces roches exercent le plus souvent un contrôle sur la répartition et l'intensification de la déformation, avec des faciès marginaux plus foliés que les faciès centraux qui sont faiblement débités selon les fabriques planaires régionales S_2 . Le gradient de porphyrisme concernant la taille des plagioclases évolue souvent dans le même sens, avec des faciès périphériques à grains relativement plus fins que ceux des faciès centraux.

Caractéristiques pétrographiques

Les amphiboles

Elles sont de couleur bleu verte à verte, d'habitus idio à subidiomorphe et de forme prismatique. Leur taille est millimétrique et leurs inclusions sont variables mais toujours similaires aux phases minérales présentes dans la matrice. Sur leur bords on décele parfois un début de rétrograda-

tion en chlorite et, moins fréquemment, en calcite. Quand la roche est bien foliée, la majeure partie des amphiboles soulignent la foliation rocheuse S_2 ; d'autres, relativement peu nombreuses, sont par contre orientées obliquement sur ces plans d'anisotropie.

Les plagioclases

Deux types de plagioclases sont distingués:

-Des phénocristaux de taille centimétrique, xénomorphes et souvent rétrogradés. Ils sont toujours moulés par les plans S_2 et montrent des mâcles polysynthétiques plus ou moins prononcées selon l'intensité des rétrogradations.

-Des blastes (100 à 150 μm) rarement mâclés. Ils montrent, en fonction de l'intensité de la déformation, des points triples de recristallisation ou une orientation parallèle aux plans de foliation.

La chlorite

Elle se présente en paillettes (100 à 150 μm) automorphes, incolores à légèrement verts. Deux générations sont distinguées; des chlorites syn-schisteuses par rapport à la déformation D_2 , qui prédominent régionalement, et d'autres post-schisteuses. La chlorite est produite également par transformation rétrograde des plagioclases et des amphiboles.

La biotite

Sa présence n'est pas la règle et sa quantité modale est relativement insignifiante. Elle apparaît orientée selon la foliation régionale sous forme de paillettes (100 à 130 μm) idio à subidiomorphes, de couleur brune à brun rouge.

L'ilménite, le sphène et le rutile

Ces trois minéraux ont des tailles variables. Le sphène est quantitativement prédominant alors que le rutile est la phase tétafère la moins représentée. Ce dernier existe sous forme de grains homogènes bruns à brun rouges, qui soulignent les plans S_2 , ou comme une phase relique transformée

en ilménites et en sphènes. Les cristaux d'ilménites sont souvent transformés en sphène. Ce dernier minéral ne montre aucune orientation privilégiée par rapport aux fabriques planaires S_2 ; il dérive probablement des transformations rétrogrades des oxydes de Fe-Ti, et plus particulièrement des ilménites.

L'épidote et la clinozoïsité

Les clinozoïtes prédominent sur les épidotes. Ces deux minéraux sont présents sous forme de grains plus ou moins prismatiques (100 à 150 μm), grossièrement alignés selon la foliation rocheuse. Ils dérivent également des transformations rétrogrades des plagioclases. Ces rétrogradations affectent également les clinozoïsites dont les bords sont parfois remplacés par les épidotes.

L'apatite

Il s'agit d'une phase accessoire souvent rencontrée dans les metabasites porphyriques. Ses grains sont subarrondis et sa taille est variable.

La calcite

Sa quantité modale est faible et sa taille est variable. Elle provient en grande partie des transformations rétrogrades des plagioclases et des amphiboles. D'autres, peu nombreuses, sont associées au métamorphisme prograde; elles se présentent en blastes orientés parallèlement à la foliation rocheuse. Enfin, certaines s'annoncent comme des produits de remplissage des fractures post-schisteuses qui recoupent en oblique les plans S_2 .

Métabasites nématoblastiques à nématoporphroblastiques

Il s'agit de filons plus ou moins massifs ayant des épaisseurs variables. Leur état de déformation est variable à l'échelle régionale et même à l'échelle du filon, où on peut observer un gradient de déformation s'intensifiant des faciès centraux, grossièrement débités selon la foliation régionale, aux faciès marginaux bien schistosés.

Ces metabasites sont de couleur verte à vert sombre, à grains moyen à fin et à texture nématoblastique à parfois nématoporphYROblastique.

Aux plans pétrographique et microstructural, les différences que présentent ces roches avec les metabasites porphyriques résident dans:

-L'absence des gigantesques phénocristaux de plagioclases qui confèrent aux metabasites précédentes la texture porphyrique. La taille des cristaux de plagioclases est par contre milimétrique. Ces minéraux présentent des mâcles polysynthétiques, un habitus euhédral et sont souvent saussuritisés. En raison de l'absence fréquente de plans d'anisotropie planaire interne (Si), il n'a pas été possible de préciser leur nature. Font exception à ceci, d'une part, les plagioclases d'origine ignée rencontrés dans quelques corps à texture diabasique sous forme de lattes entrecroisées (700 à 900 m) disposées sans orientation préférentielle, et d'autre part, quelques blastes incluant une schistosité interne.

-La préservation exceptionnelle de quelques textures ignées évoquant un protolite diabasique. A part ces métadiabases, les fortes recrystallisations métamorphiques n'ont pas permis de déterminer la nature du protolite de l'ensemble des metabasites des Rehamna orientaux.

-La coexistence de l'hornblende avec l'actinote (Lame III.3) dans les quelques métadiabases rencontrées dans la formation de Lalla Tittaf; ces deux minéraux maintiennent les mêmes relations texturales déjà décrites dans les metabasites de la formation des Skhour. La coexistence de ce couple d'amphiboles présente la même signification pétrologique que celle de la paire hornblende-actinote des metabasites de Ouled Abdellah; il s'agit d'une texture réactionnelle dans laquelle l'actinote correspond à une phase relique de basse température.

-La croissance, contemporaine de la déformation D₂, du grenat dans certaines metabasites porphyroblastiques de la formation de Lalla Tittaf. Ces grenats sont de taille milimétrique, et d'habitus euhédral; ils englobent des assemblages minéralogiques typiques du faciès des amphibolites, en l'occurrence du quartz, des hornblendes bleu vertes et d'autres légèrement brun vertes, des ilménites, des plagioclases, des chlorites, des clinozoïsites, des calcites et plus rarement des biotites. La croissance des grenats s'est donc effectuée dans le faciès des amphibolites après le développement d'une bonne partie des amphiboles hornblendiques.

V.3.2.2.3. Métabasites de la Z.C.O.Z.

Ces corps basiques sont rarement représentés dans cette zone; quelques filons d'épaisseur centimétrique et de longueur métrique sont par endroits intercalés dans les micaschistes à staurotide attribués au Dévonien supérieur. Il s'agit de métabasites fortement foliées, à grains fins et à texture nématoblastique (Lame III.4), qui arrivent parfois à développer un litage tectonique à partir de la partie inférieure de la zone à staurotide; celui-ci correspond à l'individualisation de lits clairs, comprenant essentiellement des plagioclases, et d'autres sombres composés principalement par des amphiboles.

Caractéristiques pétrographiques

Les amphiboles

Elles se présentent en deux générations; l'une contemporaine de la déformation D_2 et l'autre, relativement peu abondante, postérieure à l'impression des plans S_2 .

Ces deux générations d'amphiboles ont une forme prismatique, une couleur verte à bleu verte et une taille variable entre 200 et 250 μm . Elles renferment souvent des inclusions d'apatites, de quartz et d'ilménites.

Les plagioclases

Ils sont rarement mâclés. Ils soulignent généralement les plans S_2 sous forme de grains étirés de petite taille (100 à 140 μm) et sont rarement rétrogradés en muscovite.

Le quartz

Il se présente en grains généralement aplatis dans la foliation S_2 et a une taille comparable à celle des plagioclases.

L'ilménite

C'est la seule phase tétaifère rencontrée dans ces métabasites. Elle se présente en grains

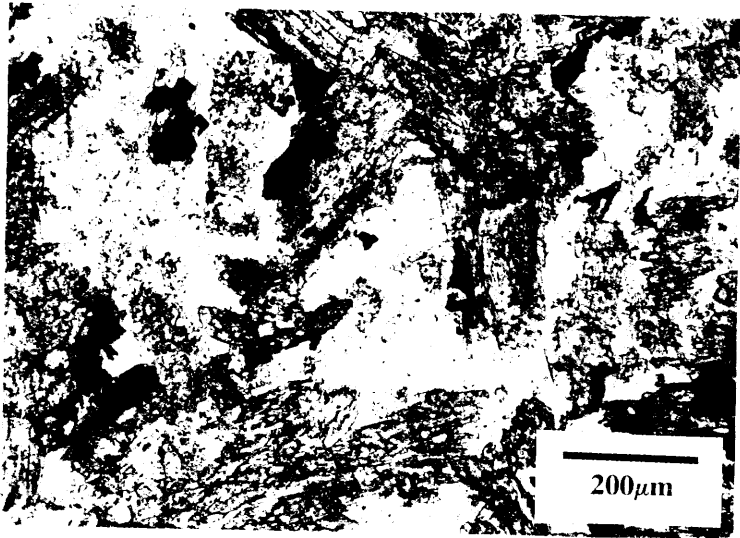
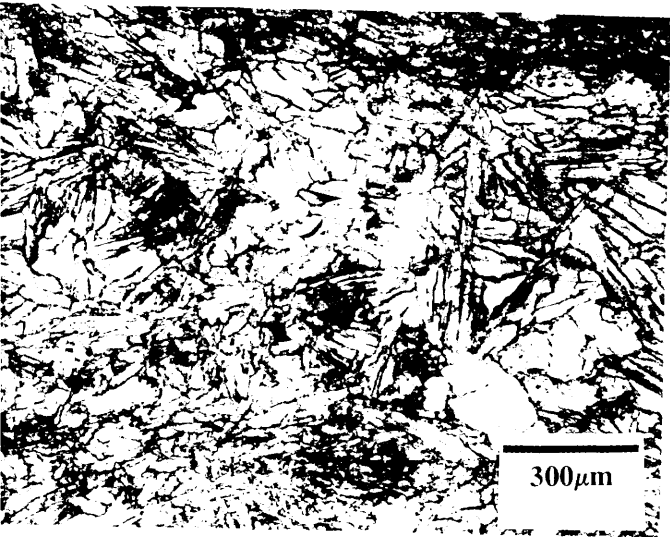
Lame III.1. Disthènes disposés en gerbes dans les filons de quartz intercalés dans les micaschistes de la Z.C.K.M.

Lame III.2. Texture diabasique conservée dans les metabasites de Ouled Abdellah. Ces textures n'ont été rencontrées que dans les faciès centraux épargnés de la composante de cisaillement.

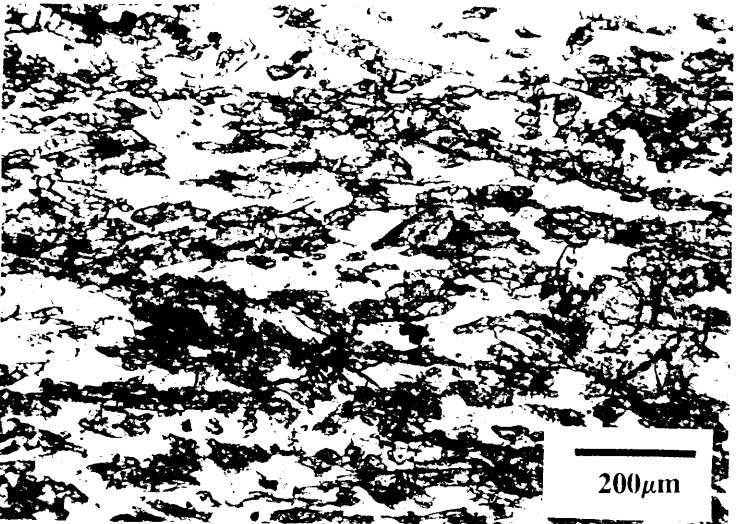
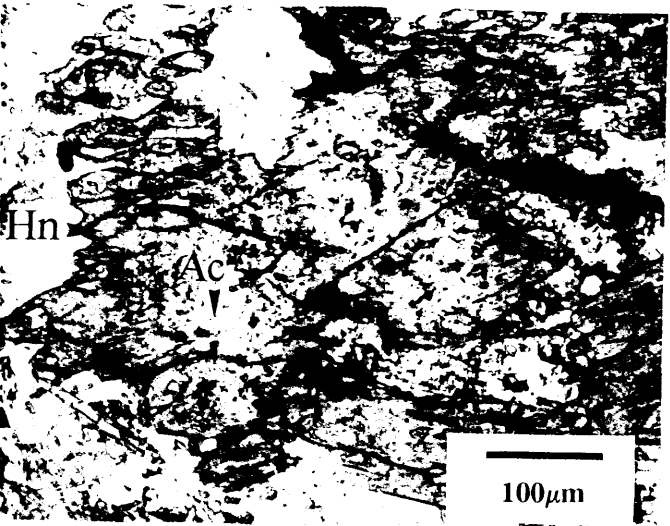
Lame III.3. Texture réactionnelle entre la hornblende et l'actinote des métadiabases des Rehamna orientaux. L'actinote correspond à une phase relique qui n'a été préservée que dans les faciès centraux peu à peu déformés.

Lame III.4. Aspect microstructural des metabasites intensément cisillées de la Z.C.O.Z.

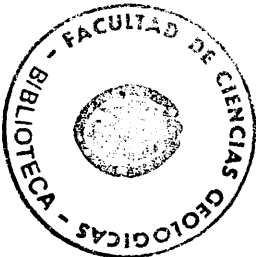
LAME III



2



4



fortement étirées selon la foliation rocheuse.

L'apatite

Elle est de petite taille (80 à 90 μm) et d'habitus idio à subidiomorphe.

A l'encontre des metabasites des Rehamna orientaux, celles de la Z.C.O.Z. ne présentent pas de chlorites et d'épidotes. Ces deux minéraux n'ont été rencontrés ni dans la matrice, ni comme inclusions dans les différentes phases minérales mentionnées précédemment. Leur absence est due probablement à leur consommation totale dans les réactions métamorphiques opérées dans le faciès des amphibolites. Ces réactions ont été probablement favorisées par les cisaillements qui sont relativement manifestes dans cette zone de discontinuités tectoniques. En effet, ces cisaillements sont responsables de la réduction de la taille des minéraux qui a donné lieu, en conséquence, à une augmentation considérable des surfaces de contact réactionnel.

V.3.2.3. Orthogneiss

L'occurrence des orthogneiss est restreinte à la formation de Lalla Tittaf, où trois affleurements ont été rencontrés: les orthogneiss de Draa Moul El Azib, de Rouinet et ceux de Bir El Ahmar (Jenny, 1974), dont seul le premier est assez puissant pour être cartographiable (voir c.h.t.).

Le protolite de ces faciès correspond à des dacites et/ou rhyolites. Il s'agit de roches à grains fins, de couleur gris clair avec souvent des teintes jaunâtre d'altération. Les faciès centraux présentent souvent des grains de quartz et de plagioclases en partie ocellés et des biotites qui s'y organisent souvent en bancs noirs à verts sombres discontinus et orientés parallèlement à la foliation S_2 .

V.3.2.3.1. Caractéristiques pétrographiques

La muscovite

Elle fait rarement défaut dans les orthogneiss et plus particulièrement dans les faciès centraux. Elle souligne les plans de schistosité S_2 ou se dispose obliquement par rapport à eux sous forme de lèpidoblastes de taille variable entre 100 et 150 μm .

La chlorite

Son occurrence n'est qu'exceptionnelle. Elle apparaît sous forme de paillettes incolores à légèrement vertes, d'habitus automorphes et de taille variable entre 100 et 120 μm . Elle se présente en deux générations: une génération contemporaine de la déformation D_2 et une autre qui continue de croître localement après la définition des plans S_2 .

La biotite

Elle est automorphe, brune à légèrement brun verte et de taille variable (100 à 160 μm). Elle définit une première génération qui souligne les plans S_2 et continue de se développer postérieurement au deuxième épisode tectonique. Ses produits de rétrogradation sont variés; elle se transforme généralement en chlorites et moins fréquemment en muscovites ou en rutiles.

Les plagioclases

Deux types de plagioclases sont distingués:

- Des phénocristaux de taille millimétrique, subidiomorphes à xénomorphes, mâclés et fréquemment microfracturés. Ils emprisonnent souvent des microphénocristaux de zircons, de biotites et d'opakes, et sont parfois rétrogradés en muscovites.
- Des blastes de petite taille (120 à 150 μm), parfois mâclés, qui recristallisent dans les faciès centraux relativement pauvres en phyllosilicates ou s'orientent conformément aux plans S_2 dans les faciès marginaux.

Le quartz

C'est la phase minérale la plus abondante des orthogneiss. Elle y est représentée par deux types:

- Des phénocristaux de taille millimétrique, montrant souvent une extinction roulante et une forme variable en fonction de l'intensité des dissolutions. Des golfes de corrosion caractéristiques du quartz rhyolitique sont parfois observés dans les faciès centraux.
- Des blastes de petite taille (100 à 180 μm) qui s'aplatissent dans la foliation rocheuse ou recristallisent dans les domaines relativement compétents.

Le zircon

Il est souvent présent dans la matrice sous forme de prismes de taille réduite, d'habitus idio à subidiomorphe.

Des microphénocristaux de zircon sont souvent inclus dans les plagioclases d'origine ignée.

L'apatite

Elle existe sous forme de grains de petite taille, d'habitus subidiomorphe à xénomorphe.

Les minéraux opaques

Ils marquent les plans S_1 et sont également présents en inclusions d'origine ignée dans les phénocristaux de plagioclases.

V.3.2.4. Roches calco-silicatées

Ces lithologies ont été rencontrées près de Bir El Haj et, en moindres proportions, au Sud-Est de Lehllelet. Il s'agit de niveaux minces, parfois lités, intercalés dans les micaschistes cambriens de la zone à grenat. Leurs litages consistent en l'alternance de bancs clairs et sombres: les lits sombres sont relativement minces et sont constitués principalement d'amphiboles et de grenats; ceux clairs, correspondant à des niveaux compétents et épais, montrent essentiellement du quartz et des plagioclases. Ces derniers bancs sont à structure équante, alors que les lits minces, plus affectés par la déformation D_1 , sont à structure orientée. Quand ces roches sont très affectées par la composante de cisaillement, cas des affleurements situés au SE de Lehllelet, elles se présentent en boudins fortement étirés selon la foliation régionale S_1 .

Ces lithologies ont une texture généralement granoporphYROblastique qui leur est conférée par les porphyroblastes de grenats et l'abondance des cristaux de quartz.

V.3.2.4.1. Caractéristiques pétrographiques

Les amphiboles

Elles s'annoncent sous forme de prismes millimétriques, pléochroïques dans le bleu-vert et d'habitus idiomorphes. Elles sont parfois poeciloblastiques; leurs inclusions correspondent à du quartz, des ilménites, des épidotes, des clinozoïsites, des plagioclases, des biotites, des chlorites, des calcites et plus rarement des muscovites et des grenats de petite taille. Quand les roches sont foliées, deux générations d'amphiboles s'expriment avec les mêmes caractéristiques pétrographiques; une génération contemporaine du premier épisode tectonique et une autre postérieure à l'impression des plans de schistosité S_1 . Ces deux types d'amphiboles sont souvent rétrogradées sur les bords en chlorites.

Le grenat

Il se présente en cristaux idio à subidiomorphes, syn à tardi-tectoniques par rapport à la déformation D_1 et ayant une taille moyenne de 600 μm , pouvant atteindre dans des cas extrêmes des

tailles millimétriques (1 à 2 mm). Leurs inclusions sont généralement similaires aux phases minérales de la matrice, avec comme exceptions:

- les amphiboles qui ne se présentent que rarement comme inclusions partielles dans certains grenats tardi-schisteux;
- quelques rares rutilles qui y sont inclus mais qui n'existent pas dans la matrice;
- la clinozoïsite qui fait défaut dans la matrice des faciès marginaux.

Bien que le grenat se présente souvent en inclusions dans les amphiboles, la croissance des bords de certains est postérieure au développement des amphiboles syn-schisteuses; ces grenats présentent une schistosité interne parallèle en orientation à la S_e et englobent partiellement des hornblendes qui impriment la schistosité externe.

Tous ces types de grenats sont le plus souvent rétrogradés en chlorites et/ou en biotites.

Les plagioclases

Il s'agit de petits blastes (50 à 80 μm) subidiomorphes à xénomorphes, présentant parfois des mâcles polysynthétiques et un zoning oscillatoire. Bien qu'ils constituent l'une des phases minérales principales des lithologies calcosilicatées, leurs quantité modale reste nettement inférieure à celle du quartz.

En fonction de l'intensité de la déformation, ces minéraux peuvent souligner les plans S_1 dans les zones riches en amphiboles ou recristallisent dans les domaines relativement compétents. Au cours de l'évolution rétomorphique, ils ont fait l'objet d'une rétrogradation intense.

La biotite

Bien qu'elle est toujours présente dans les lithologies calcosilicatées, son occurrence est quantitativement insignifiante. Elle s'annonce sous forme de lépidoblastes (100 à 150 μm) bruns et automorphes, qui participent à la définition des plans S_1 .

La chlorite

Dans les roches foliées, la chlorite souligne les fabriques planaires S_1 sous forme de lépidoblastes (100 à 150 μm) verts et automorphes. Sa quantité modale, bien que supérieure à celle de la biotite, reste faible. Elle est présente également comme produit de rétrogradation des amphiboles, des plagioclases et des biotites.

La muscovite

Elle existe le plus souvent comme produit de déstabilisation rétrograde des palgioclases. Les muscovites associées au métamorphisme prograde de première phase tectonique sont rares; elles se présentent en petites paillettes automorphes dont la taille varie entre 40 à 50 μm .

Le quartz

C'est le constituant principal des roches calcosilicatées. Dans les domaines peu affectés par la composante de cisaillement, le quartz se présente en grains (90 à 100 μm) à points triples de recristallisation, alors que dans les domaines relativement pénétratifs, il montre une orientation préférentielle selon les plans S_1 .

L'ilménite, le sphène et le rutile

L'ilménite et le sphène se présentent en grains (200 à 250 μm) homogènes plus ou moins orientés selon les plans S_1 . L'ilménite est souvent rétrogradée sur les bords en sphène. Ce dernier minéral est la phase titanifère la plus abondante des lithologies calco-silicatées. Quant au rutile, il est souvent transformé en ilménite; son occurrence à l'état stable n'a été observée qu'à l'intérieur des porphyroblastes de grenat.

L'épidote et la clinozoïsite

La clinozoïte prédomine largement sur l'épidote. Les deux minéraux, ayant des formes subarrondies et prismatiques (100 à 150 μm) avec un grand axe grossièrement aligné selon la foliation rocheuse, sont syn-schisteux. Leur occurrence dans la matrice est limitée uniquement aux faciès centraux. Dans les faciès marginaux, ils ne se présentent que comme inclusions dans les grenats.

A part ces blastes associés au métamorphisme prograde, la majeure partie des épidotes et des clinozoïsites dérive de la rétrogradation des plagioclases.

L'apatite

Son occurrence est relativement rare. Son habitus est subidiomorphe et sa taille est relativement réduite.

La calcite

La calcite associée aux paragénèses progrades syn-schisteuses est rarement observée. Elle montre une orientation grossière selon les plans S_1 . Son habitus est subidiomorphe et sa taille est variable entre 80 et 100 μm .

La majeure partie de la calcite présente dans les roches calcosilicatées est associée au métamorphisme rétrograde ayant affecté les plagioclases.

V.3.2.5. Marbres

L'occurrence de ces lithologies est restreinte à la formation de Lalla Tittaf et la Z.C.O.Z.

V.3.2.5.1. Marbres de la formation de Lalla Tittaf

Ils sont grossièrement débités selon la foliation régionale S_2 , avec des faciès périphériques relativement plus affectés par la composante de cisaillement de deuxième phase tectonique. Il s'agit de roches de couleur gris sombre, à grains fins, à texture granoblastique et d'épaisseur maximale d'ordre métrique.

Caractéristiques pétrographiques

Les carbonates

Ils s'organisent en grains idio à subidiomorphes à points triples de recristallisation ou, dans le cas où la roche est affectée par une schistosité pénétrative, en cristaux globalement aplatis dans les plans de schistosité S_2 . Leur taille est variable entre 140 et 300 μm .

La biotite

Elle participe à définir les plans S_2 sous forme de lépidoblastes (150 à 200 μm) bruns, d'habitus subidiomorphes à xénomorphes. Elle est remplacée postérieurement, durant l'évolution rétrograde, par des chlorites.

Le quartz

Il se présente en faibles proportions et est généralement de nature détritique. Ces grains (100 à 150 μm) sont de forme subanguleuse avec presque toujours des extinctions ondulentes. Ils montrent rarement une disposition orientée.

Le plagioclase

Il est peu représenté. Sa nature, révélée par sa forme généralement subarrondie à anguleuse,

ses extinctions ondulantes et ses fracturations fréquentes, est détritique. Des accumulations de plagioclases recristallisés, bien que rares, sont parfois observées.

La muscovite

Elle est rarement représentée. Elle apparaît sous forme de lépidoblastes de taille réduite et d'habitus subidiomorphe. Elle se dispose parallèlement à la foliation rocheuse imprimée par la disposition orientée des biotites.

Le grenat

Il est syn à tardi-cinématique et est rarement représenté dans les marbres, où il s'y présente sous forme de cristaux (500 à 800 μm) xénomorphes, riches en inclusions de calcite.

L'ilménite

Elle est peu abondante. Sa présence est restreinte aux espaces intersticiels entre les minéraux carbonatés. Ses cristaux atteignent des tailles maximales de l'ordre de 90 μm .

L'apatite

Ses cristaux sont subarrondis et sa taille n'excède guère 80 à 90 μm .

V.3.2.5.2. Marbres de la Z.C.O.Z.

Des niveaux de marbres de puissance variable affleurent au sein des métapélites de la zone à grenat et celle à staurotide.

Il s'agit de marbres en partie dolomitiques, à texture granoblastique, de couleur bleue à blanc rosé (Jenny, 1974; Destombes et al., 1982). Leurs faciès marginaux présentent des veines quartzeuses fortement étirées selon la foliation régionale.

Caractéristiques pétrographiques

Les carbonates

Ils sont partiellement dolomitiques. Ils montrent des points triples de recristallisation ou apparaissent étirés selon les plans S_2 dans les faciès marginaux qui ont bien enregistré les effets de la déformation cisailante. Leur taille est variable (90 à 400 μm) et leurs inclusions correspondent essentiellement à des grains de quartz, des muscovites et des opaques.

La muscovite

Elle se présente en très faible quantité. Ses lépidoblastes (100 à 120 μm) contribuent à la définition des plans S_2 .

Le quartz et le plagioclase

Ils sont faiblement représentés. Ils correspondent à des phases détritiques dispersées dans la matrice carbonatée sous forme de grains de petite taille (60 à 90 μm), subarrondis à anguleux, montrant le plus souvent une extinction roulante.

L'ilménite

Son occurrence est rare. Elle occupe les interstices entre les minéraux carbonatés sous forme de grains dont la taille maximale est de 60 μm .

L'apatite

Sa quantité modale est faible et sa taille ne dépasse guère 70 μm .

V.3.2.6. Calcschistes

Ces lithologies ont été rencontrées dans la formation de Lalla Tittaf; elles s'y présentent en niveaux minces ayant une texture granoblastique à granolépido-blastique et développent des fabriques planaires qui sont l'équivalent des plans de schistosité régionale S_2 .

V.3.2.6.2. Caractéristiques pétrographiques

Les carbonates

Ils ont des tailles variables (100 à 300 μm) et un habitus généralement xénomorphe à subidiomorphe.

Ils se disposent parallèlement aux plans de schistosité S_2 dans les domaines M, alors qu'ils montrent des points triples de recristallisation dans les domaines relativement compétents.

La biotite, la chlorite et la muscovite

Elles constituent avec les carbonates les phases principales des calcschistes. Elles définissent une première génération syn- D_2 , qui s'annonce sous forme de lépidoblastes (100 à 120 μm) subidiomorphes à xénomorphes incluant le plus souvent des grains de quartz et des opaques.

Les chlorites et les muscovites continuent de se développer postérieurement à la phase D_2 , avec croissance des chlorites au détriment des transformations rétro-morphiques des biotites.

Le quartz et le plagioclase

Ils ont des tailles moyennes de 100 à 150 μm et apparaissent le plus souvent orientés selon la schistosité rocheuse.

L'ilménite

Elle est d'habitus subidiomorphe et de taille variable; sa blastèse est contemporaine du deuxième épisode tectonique dont elle souligne les fabriques planaires S_2 .

L'apatite

Elle s'annonce sous forme de grains subidiomorphes, ayant une taille moyenne de l'ordre de 90 μm .

V.4. MICROSTRUCTURALE

V.4.1. Introduction

La répartition régionale de la déformation hercynienne est insignifiante: dans les métapélites, le clivage de crénulation de première ou de deuxième phase de déformation hercynienne est généralement homogène (stade 6); celui de troisième phase tectonique est indifférencié (stade 2). Sur cette base, les fabriques planaires de la déformation hercynienne peuvent être utilisées comme un marqueur chronologique de la blastèse en prenant comme plans de référence ceux de la schistosité externe (S_1 et S_2) et en considérant les caractères géométriques de la schistosité interne des espèces porphyroblastiques.

Ainsi, la répartition géographique de la S_1 , dans le cas où elle est systématique, serait interprétée non pas seulement comme une variation de l'intensité de la déformation à l'échelle régionale, sinon aussi comme un marqueur des déplacements des réactions métamorphiques (donc des isogrades) en fonction du temps et de l'incrément de l'intensité du métamorphisme.

La relation déformation-blastèse sera déterminée pour chaque minéral en fonction de la zonation métamorphique barrovienne établie. Les critères microstructuraux matrice-porphyroblastes utilisés pour établir l'âge relatif de la porphyroblastèse sont conformes à ceux de Vernon (1978). Dans des cas exceptionnels, lorsqu'il y'a des évidences assez claires d'une porphyroblastèse en contexte non rotationnel, les critères microstructuraux appliqués seront empruntés à l'école australienne (Bell et Rubenach, 1980; Bell, 1981; Bell et Rubenach, 1983; Bell, 1985, 1986; Bell et al., 1986; Bell et Cuff, 1989; Bell et Johnson, 1989; Bell et al., 1989; Bell et Johnson, 1992; Bell et al., 1992; Reinhardt et Rubenach, 1989; Steinhardt, 1989).

Le quartz caractérise l'ensemble des lithologies du secteur. Il se présente en cristaux plus ou moins heterogranulaires dont la forme et la taille varient en fonction de la répartition de la déformation: dans les domaines pénétratifs, il souligne les fabriques planaires sous forme de petits cristaux en amande, alors que dans les domaines adjacents prédominés par la composante de raccourcissement (domaines Q), il recrystallise sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes.

Dans la zone à chlorite, voire même dans la partie supérieure de la zone à biotite, le quartz

des lithologies métapélitiques est parfois de nature détritique; il se présente en grains microfracturés et anguleux, montrant le plus souvent des extinctions roulantes.

Afin de ne pas multiplier les descriptions, qui sont généralement similaires dans tous les types lithologiques, le quartz ne sera pas repris dans l'étude de la relation déformation-blastèse, à l'exception de celui des orthogneiss de Lalla Tittaf et des marbres où sa nature est en partie détritique ou ignée. Cette dernière remarque reste également valable dans le cas du plagioclase des lithologies pélitiques et semi-pélitiques, des marbres, des orthogneiss et des metabasites.

Au plan microstructural, la position de la blastèse par rapport aux différents stades d'évolution du clivage de crénulation d'une phase tectonique donnée sera déterminée par usage des concepts conventionnels suivants:

- Un minéral pré-schisteux est un minéral à croissance contemporaine des stades initiaux du développement du clivage de crénulation.
- Un minéral syn-schisteux interesse toute espèce minéralogique dont la blastèse accompagne la majeure partie des stades d'évolution du clivage de crénulation.
- Un minéral tardi-schisteux correspond à toute phase minérale dont la croissance coïncide avec les incréments ultimes du clivage de crénulation.

Rappelons que le secteur étudié du massif des Rehamna a enregistré trois phases de déformation hercynienne dont les deux premières ont donné lieu à des plans de schistosité à caractère régional variable d'un secteur à l'autre. Les fabriques planaires régionales de la formation des Skhour correspondent aux plans S_1 ; localement, des plans de schistosité S_2 caractérisant les parties basale et sommitale de cette formation. Les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf (Rehamna orientaux), la Z.C.O.Z. et la Z.C.K.M. développent par contre des fabriques planaires régionales de deuxième phase tectonique. Quant à la formation de Jorf El Ahmar, elle est principalement structurée par le premier épisode tectonique; ses parties basale et sommitale entrant en contact tectonique avec la Z.C.O.Z. et la formation d'El Broumi-Ouled Hassine ont enregistré localement les effets de la déformation D_2 qui a donné naissance à des structures D_2 pénétratives.

La déformation D_1 et la majeure partie de la déformation D_2 correspondent à un épisode tectonique compressif, alors que les derniers incréments de cette dernière phase tectonique s'identifient comme un épisode extensif. Ce dernier régime tectonique est manifeste dans la majeure

partie des zones de cisaillement (Z.C.K.M., Z.C.O.Z. et cisaillement d'El Broumi) où la différenciation des stades compressif de la déformation D_2 de ceux extensifs est basée sur la subdivision morphologique du clivage de crénulation de deuxième phase tectonique en cinq stades évolutifs (Bell et Rubenach, 1983): les stades 2 à 4 du clivage de crénulation sont considérés comme des stades compressifs, alors que les stades 5 et 6 relèvent de l'épisode tectonique en extension. Cette différenciation purement géométrique entre les structures extensives et compressives est soutenue par les critères de cisaillement qui indiquent une inversion de la cinématique des mouvements associés à chaque type de structures (chs.IV.5 et IV.6).

Les descriptions microstructurales des phases minéralogiques de chaque type lithologique seront résumées dans des diagrammes déformation-blastèse des phases engendrées par le métamorphisme régional. En ce qui concerne les cristallisations associées au métamorphisme de contact, elles ne figurent pas dans ces diagrammes puisqu'on ne dispose pas de données assez suffisantes pour les caractériser.

V.4.2. Relation déformation-blastèse

V.4.2.1. Métapélites et semi-pélites

La position de la blastèse dans ces matériaux sera déterminée en fonction de l'incrément de l'intensité du métamorphisme et des cisaillements. Cette étude permettra de mettre en évidence, au moins pour les espèces porphyroblastiques qui emprisonnent souvent des plans d'anisotropie planaire interne, le mode d'évolution de la porphyroblastèse avec la profondeur.

V.4.2.1.1. Caractéristiques microstructurales

Le stipnomélane

Le stipnomélane des métapélites de la zone à chlorite et celle à biotite de la formation des Skhour se dispose parallèlement par rapport aux plans de schistosité S_1 , montrant ainsi une croissance à caractère syn-tectonique par rapport à la première phase de déformation hercynienne. Le stipnomélane contemporain de la déformation D_2 se développe dans les ardoises et les phyllades situées au voisinage immédiat de la Z.C.O.Z. Cette dernière génération est subdivisée en deux types; un type associé aux fabriques planaires S_2 engendrées par les stades extensifs de la déformation D_2 et un autre, soulignent localement la schistosité de plan axial des microplis F_2 , produit au cours de l'épisode compressif. La dernière génération de stipnomélane se développe postérieurement à l'impression des plans S_2 .

Dans la Z.C.K.M., le stipnomélane imprime essentiellement les plans S_2 contemporains des stades extensifs de la déformation D_2 , alors que celui définissant le plan axial des plis F_2 ou les microcharnières F_2 n'a été rencontré que localement.

Les mêmes générations de stipnomélane rencontrées dans la formation des Skhour se retrouvent dans la Z.C.O.Z. et les Rehamna orientaux. La génération syn- D_2 prédomine dans la formation d'El Broumi-Ouled Hassine et la Z.C.O.Z.; elle est subdivisée en deux types:

- Un type associé aux stades extensifs de la déformation D_2 , qui contribue à définir les plans de schistosité régionale de la Z.C.O.Z. et les fabriques planaires développées au niveau et au voisinage du cisaillement d'El Broumi.

-Un type engendré par la tectonique compressive, caractérisant régionalement la formation d'El Broumi-Ouled Hassine. Dans la Z.C.O.Z., ce type microstructural souligne localement la schistosité de plan axial des plis F_2 préservés de la composante de cisaillement.

La muscovite

Formation des Skhour

Ce minéral définit les différents types de schistosité observés dans cette formation.

La première génération de muscovite est associée à la déformation D_1 . Elle prédomine régionalement et présente des caractéristiques microstructurales invariables à travers toutes les zones métamorphiques. Deux types de muscovites caractérisent cette génération:

-Des paillettes automorphes qui définissent les plans d'anisotropie S_1 de la roche. Ce type abonde régionalement.

-Quelques rares muscovites presque aussi longues que larges, à plans de clivage 001 obliques à perpendiculaires par rapport aux plans S_1 et à ombres de pressions plus ou moins asymétriques. Sous l'effet des dissolutions, ces minéraux tendent parfois à acquérir une forme en amande ou en poisson dont le grand axe souligne la foliation de la roche. Leurs inclusions, constituées d'opakes et de fines paillettes de muscovites, s'organisent parfois en surfaces planaires (S_i) plus ou moins continues avec la S_e . Cette S_i , ayant une géométrie linéaire à sigmoïdale mais toujours discordante sur la S_e , exprime des quantités de rotation plus ou moins faibles. Elle se concentre parfois sur les bords des muscovites, traduisant ainsi une cinématique de croissance à caractère différentiel, au début lente ensuite rapide (Rast et Sturt, 1957). Une partie des muscovites a achevé sa croissance alors que la déformation continuait de se manifester encore; ceci est indiqué par le kinking de ces minéraux, les dislocations de leurs plans de clivage 001 et les relations de discontinuité de la S_i avec la S_e .

La deuxième génération de muscovites est syn-tectonique par rapport au deuxième épisode de déformation. Elle est associée aux structures planaires des contacts tectoniques basal et sommital de la formation des Skhour avec, respectivement, la Z.C.K.M. et la Z.C.O.Z. Cette génération contribue à la définition des plans de schistosité S_2 qu'elle recoupe parfois toute en montrant des figures de rotation syn-cinématique. Elle est subdivisée en deux types; des muscovites soulignant les

structures planaires pénétratives engendrées par la tectonique extensive et d'autres définissant le plan axial des microplis F_2 associés aux stades compressifs de la déformation D_2 .

Enfin, la troisième génération de muscovites est postérieure au deuxième épisode tectonique; elle est représentée par des paillettes automorphes disposées obliquement sur les plans S_2 .

Zone de cisaillement de Kef El Mouneb

Trois générations de muscovites caractérisent l'ensemble des zones métamorphiques de cette zone: une première génération syn- D_1 soulignant les charnières F_2 , une deuxième génération imprimant les plans de schistosité régionale S_2 et une dernière associée aux cristallisations régionales de troisième phase de plissement hercynien. Les cristallisations de muscovites syn- D_2 sont essentiellement associées aux stades extensifs de la déformation D_2 ; elles ont presque complètement masqué les muscovites associées au plan axial des structures plissées compressives (plis F_2).

Rehamna orientaux et Z.C.O.Z.

Les générations de muscovites décrites dans la formation des Skhour se retrouvent avec les mêmes caractéristiques microstructurales dans les Rehamna orientaux et la Z.C.O.Z. Les seules différences que montrent les muscovites de ces derniers secteurs résident dans:

-Le caractère régional de la deuxième génération syn- D_2 dans la Z.C.O.Z. et dans la formation d'El Broumi-Ouled Hassine et celle de Lalla Tittaf. Dans ces secteurs, les muscovites syn- D_1 ne sont localisées qu'au niveau des charnières des microplis F_2 , où elles soulignent les plans S_1 microplissés.

-L'absence dans la zone à chlorite et celle à biotite de la formation de Jorf El Ahmar de muscovites en forme de poisson englobant une schistosité interne. Ces muscovites peuvent être syn ou anté-schisteuses par rapport aux plans S_1 .

Les muscovites produites lors des stades compressifs de la déformation D_2 caractérisent régionalement les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf, alors qu'elles ne s'expriment que localement dans la Z.C.O.Z. et la formation de Jorf El Ahmar où elles définissent la schistosité de plan axial des plis F_2 localement épargnés des processus de transposition. Celles

associées à l'épisode extensif abondant dans la Z.C.O.Z.; leur occurrence dans les formations de Jorf El Ahmar et d'El Broumi-Ouled Hassine se trouve par contre restreinte aux métapélites situées au voisinage de la faille normale d'El Broumi.

La chlorite

Formation des Skhour

La chlorite se présente en trois générations dans l'ensemble des zones métamorphiques; la première, abondante régionalement, correspond à des paillettes automorphes marquant les plans de schistosité régionale S_1 , la deuxième est représentée par des lépidoblastes soulignant les plans de schistosité S_2 associés aussi bien aux structures D_2 compressives qu'extensives, et enfin la troisième génération, représentée par des chlorites postérieures au deuxième épisode tectonique, montre une orientation aléatoire sur les plans S_2 .

Zone de cisaillement de Kef El Mouneb

La croissance de la chlorite à travers l'ensemble des zones métamorphiques de cette zone de cisaillement est principalement associée aux stades extensifs de la déformation D_2 et à la troisième phase de plissement; celles contemporaines du premier épisode tectonique soulignent localement les microcharnières des plis F_2 . Le plan axial de ces plis est dessiné par des chlorites manifestement contemporaines des stades compressifs de la déformation D_2 .

Rehamna orientaux et Z.C.O.Z

Trois générations de chlorites ont été également distinguées dans ces zones. La première génération syn- D_1 n'est localisée qu'au niveau des charnières des microplis F_2 , sauf dans la formation de Jorf El Ahmar où elle participe à définir les plans de schistosité régionale S_1 . La deuxième génération prédomine régionalement dans la Z.C.O.Z. et dans les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf. La troisième génération est postérieure à la définition des fabriques planaires S_2 .

Dans les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf, les chlorites syn- D_2 sont essentiellement associées aux stades compressifs de la déformation D_2 , alors que dans la Z.C.O.Z. et le cisaillement d'El Broumi, elles participent à définir les fabriques planaires régionales engendrées

par les stades extensifs tardi-D₂.

La biotite

Formation des Skhour

Les biotites appartenant à leur propre zone métamorphique se présentent en trois générations.

La première génération est syn-schisteuse par rapport aux plans S₁; elle est représentée par des biotites lépidoblastiques orientées conformément aux plans de schistosité de la roche et d'autres porphyroblastiques à parfois poeciloblastiques qui se présentent sous deux types fondamentaux:

-Des biotites disposées à plat sur les plans S₁. Elles montrent souvent, comme conséquence des processus de dissolution, une forme en fuseau dont le grand axe est parallèle aussi bien à leurs plans de clivage 001 qu'aux plans S₁. La croissance de ces minéraux, qui montrent parfois une déformation interne consistant essentiellement en la dislocation de leurs plans de clivage, est en partie antérieure à l'impression finale de la schistosité externe. Certaines biotites de ce type ont des plans de clivage 001 légèrement obliques sur la Se; elles englobent la schistosité primaire qui y est soulignée par des opaques et des biotites lépidoblastiques définissant une Si à géométrie linéaire plus ou moins sécante sur la Se (Fig.31A).

-Des biotites ayant des plans de clivage 001 sécants sur la trame phylliteuse défléctée autour d'elles et présentant, outre les ombres de pression peu développées et généralement symétriques, une Si ayant les mêmes caractères géométriques que la Se. Ces biotites tardives ont souvent, comme conséquence des processus de dissolution, une forme en poisson dont le grand axe est généralement parallèle à la S₁. Les légères relations d'obliquité parfois observées entre la Si et la Se sont le résultat des glissements ultimes le long des plans de foliation rocheuse.

Ces différents types de biotites caractérisent également la zone à grenat et celle à staurotide. Dans ces dernières zones, on cite comme différence avec la zone à biotite l'occurrence d'un type rotationnel incluant une Si à géométrie courbe qui traduit des quantités de rotation plus importantes que celles des biotites rotationnelles appartenant à leur propre zone métamorphique (Fig.31B).

La deuxième génération de biotite rencontrée dans la formation des Skhour est contemporaine

de la déformation D_2 . Elle apparait localement dans les parties basale et sommitale de cette formation, où elle est principalement associée aux fabriques planaires pénétratives engendrées par les stades

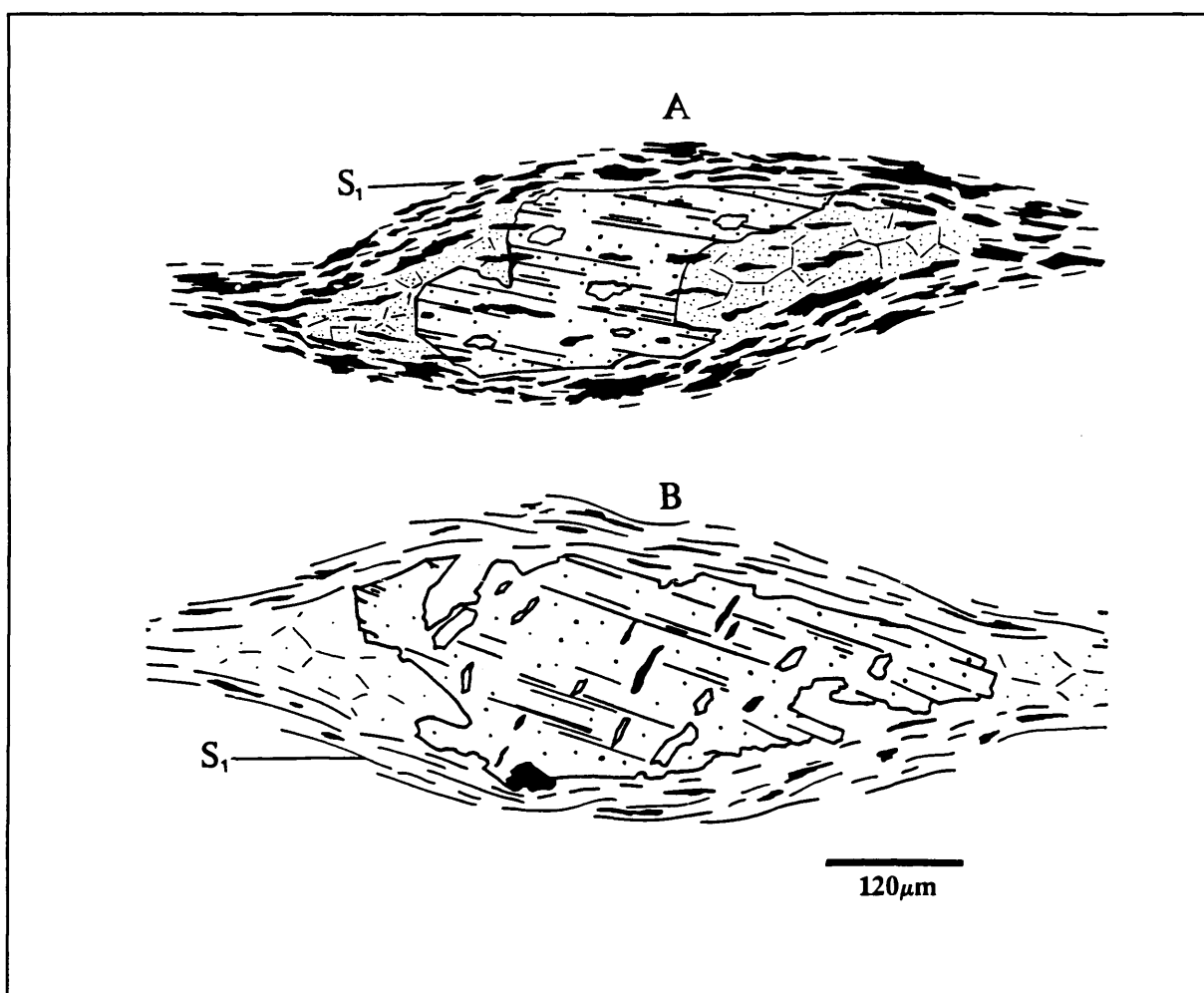


Fig.31. Biotites porphyroblastiques de la formation des Skhour. A, biotites syn à tardi-schisteuses incluant une S_1 légèrement oblique sur la S_0 ; B, biotites rotationnelles englobant une S_1 linéaire et sécante sur la trame phylliteuse de la matrice. Les minéraux en noirs correspondent à des ilménites et à des lépidoblastes de biotites et de chlorites.

extensifs tardi- D_2 . Localement, des biotites lépidoblastiques associées aux structures D_2 compressives

sont observées; elles cristallisent parallèlement au plan axial des microplis F_2 .

La troisième génération de biotite caractérise toutes les zones métamorphiques déterminées dans la formation des Skhour. Elle se développe sans orientation privilégiée sur les plans S_1 et S_2 ; la Se s'y prolonge et la traverse d'un bout à l'autre sans subir de modifications structurale ou minéralogique. Tous ces critères, en plus de l'habitus automorphe de cette génération, plaident en faveur de sa croissance post-cinématique.

Zone de cisaillement de Kef El Mouneb

Trois générations de biotites sont distinguées: des biotites syn- D_1 , relativement peu abondantes, des biotites syn- D_2 , prédominantes régionalement et associées principalement aux fabriques planaires S_2 engendrées par les stades extensifs tardi- D_2 , et d'autres post- D_2 .

Rehamna orientaux et Z.C.O.Z.

Dans la zone à biotite et la zone à grenat de ces secteurs, les trois générations de biotites citées dans la formation des Skhour existent seulement sous forme lépidoblastique, avec comme différences supplémentaires, la prédominance de la génération contemporaine des stades compressifs (dans les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf et dans la partie basale de la formation de Jorf El Ahmar) ou extensifs (dans la Z.C.O.Z et le cisaillement d'El Broumi) de la déformation D_2 , d'une part, et l'absence de biotites en forme de poisson et à plans de clivage 001 sécants sur la foliation rocheuse, d'autre part. Ce n'est que dans la zone à staurotide et les localités à staurotide et disthène que la biotite apparait sous forme de porphyroblastes à caractéristiques pétrographiques identiques à celles des biotites de la formation des Skhour.

Le grenat

Les grenats se présentent généralement sous forme de cristaux xénomorphes. Ils sont moulés par les plans de schistosité S_1 ou S_2 et présentent des ombres de pression généralement asymétriques. Ils englobent une schistosité interne qui présente les mêmes phases minérales que la matrice.

Les surfaces planaires par rapport auxquelles sera calée la croissance des grenats correspondent

aux plans S_1 et S_2 . Comme ces minéraux montrent une croissance différentielle en fonction du temps (essentiellement en fonction des stades d'évolution du clivage de crénulation associé à la déformation compressive D_1 ou D_2) et de l'intensité du métamorphisme, une attention particulière sera réservée à leur porphyroblastèse à partir de leur propre isograde jusqu'à la zone ou aux localités à staurotide.

Grenats contemporains de la déformation D_1

Cette génération caractérise les formations des Skhour et de Jorf El Ahmar.

Formation des Skhour

La longueur des ombres de pression et la géométrie de la schistosité interne des grenats évoluent systématiquement à partir de l'isograde jusqu'à la partie interne de la zone à staurotide.

Deux géométries de S_i ont été fréquemment observées dans les grenats des micaschistes de l'isograde Gr + :

-Une S_i parallèle à la S_e , englobée par des grenats généralement idiomorphes, à ombres de pression peu développées à absentes. Cette génération tardi-schisteuse est prédominante au niveau de l'isograde (Fig.32A).

-Une S_i légèrement obliques sur la S_e (Lame IV.1). Les grenats sont subautomorphes et leurs ombres de pression sont peu développées. Sous l'effet des rotations syn-cinématiques qu'ont subi ces minéraux, la S_e qui s'y prolonge est affectée à leur contact par des microplis asymétriques à grand angle d'ouverture.

L'augmentation de la profondeur, donc l'incrément de l'intensité du métamorphisme, est accompagnée par une variation morphologique de la S_i : la géométrie de la S_i linéaire et plus ou moins sécante sur la S_e au niveau de l'isograde passe progressivement à des formes sigmoïdales dans la zone à staurotide et la partie interne de la zone à grenat. Parallèlement à cette évolution morphologique des fabriques planaires internes, la continuité de la S_i avec la S_e se rompt progressivement, les grenats perdent leur formes propres, la longueur des ombres de pression augmente et leur asymétrie est de plus en plus accentuée (Fig.32B). Ces grenats pré à syn-schisteux de la zone à staurotide et de la partie inférieure de la zone à grenat sont donc plus affectés par la composante de cisaillement que ceux, tardi-schisteux, de l'isograde.

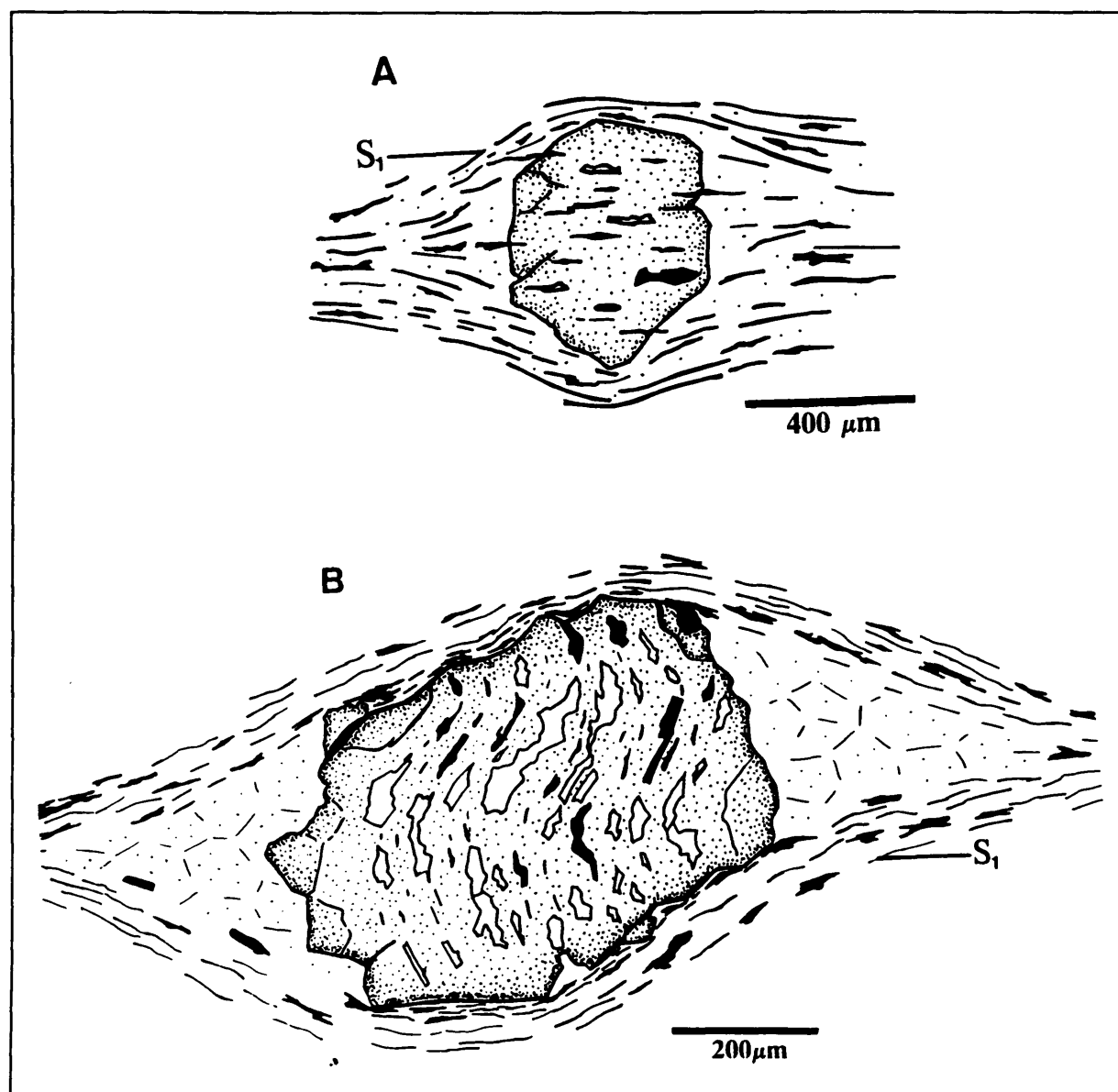


Fig.32. Grenats des micaschistes de la formation des Skhour. A, grenats tardi-schisteux de l'isograde; B, grenats pré-schisteux de la partie interne de la zone à grenat. Les minéraux en noirs correspondent à des ilménites, des biotites et des chlorites. Explications: voir texte.

Formation de Jorf El Ahmar

Les grenats emprisonnent des figures de rotation syn-cinématiques révélées par une S₁ courbe

et continue avec la S_e au niveau de l'isograde $Gr+$ ou rompue avec elle à l'intérieur de la zone à grenat et dans la zone à staurotide. Leur croissance est donc pré à syn-schisteuse.

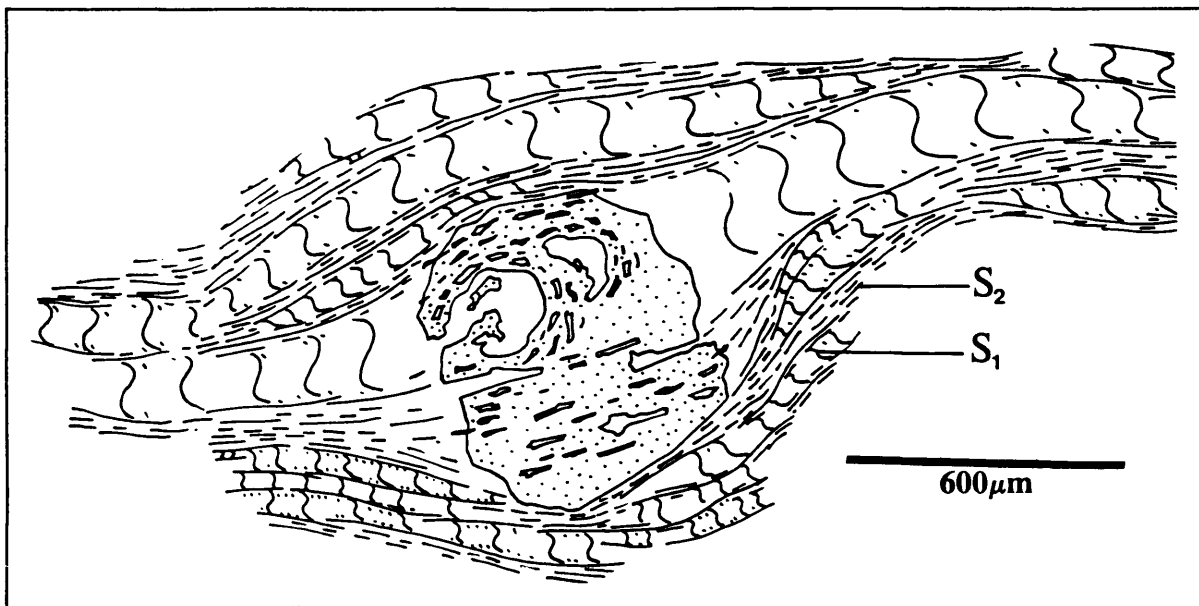


Fig.33. Grenat contemporain du stade 4 du clivage de crénulation de deuxième phase tectonique. La forme arquée des plis F_2 et de la schistosité S_2 de plan axial qu'il englobe comme inclusions est le résultat des cisaillements ultimes le long des plans de schistosité externe.

Grenats contemporains de la déformation D_2

Ils se développent dans l'ensemble du secteur étudié, avec des cristallisations d'ordre local dans la formation des Skhour et celle de Jorf El Ahmar. Deux types de grenats sont distingués: des grenats contemporains des stades compressifs de la déformation D_2 et d'autres à croissance synchrone des stades extensifs tardi- D_2 .

La croissance de ces deux types de grenat est généralement à caractère différentiel intimement lié à la variation progressive de l'intensité du métamorphisme. La longueur de leurs ombres de pression augmente également de manière systématique avec l'incrément de l'intensité des cisaillements et l'augmentation de la profondeur.

Porphyroblastèse du grenat en contexte compressif

Les grenats contemporains des stades compressifs de la déformation D_2 caractérisent régionalement les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf, alors qu'ils ne se développent que localement dans la formation des Skhour et celle de Jorf El Ahmar. Cette génération de grenat n'a pas été observée dans la Z.C.O.Z. et la Z.C.K.M.

Les grenats de l'isograde $Gr+$ de la formation d'El Broumi- Ouled Hassine emprisonnent une Si ayant une forme courbe plus ou moins continue avec la Se . Les relations de continuité entre ces deux plans d'anisotropie sont parfois masquées par les rétrogradations qui empêchent de les préciser. Deux types de grenats pré à syn-schisteux ont été déterminés à l'intérieur de la zone à grenat de la même formation:

-Des grenats développés en contexte non rotationnel (Lames IV.4. et IV.5). Ils englobent une Si correspondant à la S_1 microplissée lors de la deuxième phase tectonique. Certains d'entre eux ont cependant subi une légère rotation sous l'effet des derniers glissements le long des plans de schistosité S_2 (Fig.33). Cette rotation s'est traduite par une allure arquée des plis F_2 préservés à l'intérieur des grenats et par l'obliquité du plan axial de la Si plissée par rapport à celui des plis de la matrice (Fig.33).

-Des grenats rotationnels ayant une Si sigmoïdale plus ou moins continue avec la Se .

Il est à noter que la croissance rotationnelle des grenats prédomine régionalement sur leur porphyroblastèse locale en contexte non rotationnel.

Les grenats de la zone à staurotide des formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf sont essentiellement pré-schisteux. Dans les micaschistes de Lalla Tittaf, on note que leur axe de rotation R n'est pas toujours perpendiculaire au plan XZ . Cette variation de l'angle de rotation peut être expliquée par le modèle tridimensionnel de Powell et Treagus (1967, 1970): selon ce

modèle, l'effet de la section des lames minces conditionne la morphologie de la Si. Si la section est taillée perpendiculairement à l'axe de rotation R, la Si dessine une forme sigmoïdale à symétrie monoclinique; si la section est par contre parallèle à l'axe R, la figure obtenue est à symétrie orthorhombique (en \parallel , en $\subset \supset$ ou en $\supset \subset$). Les figures de croissance rotationnelles des grenats de la formation de Lalla Tittaf, étudiées sur des sections XZ, sont souvent à symétrie orthorhombique de type $\supset \subset$.

Les grenats des formations des Skhour et de Jorf El Ahmar montrent localement les mêmes types microstructuraux mentionnés précédemment, en l'occurrence des grenats syn-schisteux dans la partie supérieure de la zone à grenat et d'autres pré-schisteux dans la partie inférieure de la zone à grenat et dans la zone à staurotide. Dans ces secteurs, les grenats contemporains des stades compressifs de la déformation D₂ ne sont distingués que localement dans le cas où ils sont associés à un clivage de crénulation aux stades 2, 3 ou 4.

Porphyroblastèse du grenat en contexte extensif

Trois types de grenats sont distingués au niveau et au voisinage immédiat des failles normales ductiles (Z.C.K.M., Z.C.O.Z. et cisaillement d'El Broumi): des grenats syn-schisteux incluant des figures de rotation syn-cinématiques et d'autres tardi-schisteux emprisonnant la schistosité externe qui s'y prolonge sans subir aucune modification d'ordre structural ou minéralogique. L'occurrence de ces deux types de grenat est limitée à leur propre zone métamorphique. Le troisième type de grenat est pré à syn-schisteux; il caractérise la zone à staurotide et celle à staurotide et disthène.

La forme des grenats tardi-schisteux est une fonction de l'intensité des cisaillements: ils sont généralement automorphes lorsqu'ils sont associés à un clivage de crénulation intermédiaire entre les stades 5 et 6, alors qu'ils sont xénomorphes et s'allongent parallèlement aux plans S₂ lorsque leur croissance est contemporaine d'un clivage de crénulation pénétratif (stade 6) où l'espace disponible entre les plans de foliation est relativement faible (Fig.34).

La staurotide

L'étude de la porphyroblastèse de la staurotide par rapport à la déformation hercynienne fait ressortir trois générations: une première génération contemporaine du premier épisode tectonique, caractérisant régionalement la formation des Skhour et celle de Jorf El Ahmar, une deuxième

génération syn-schisteuse par rapport aux plans S_2 et enfin une dernière postérieure à l'impression de ces derniers plans.

La longueur des ombres de pression des deux premières générations augmente parallèlement à l'incrément de l'intensité du métamorphisme.

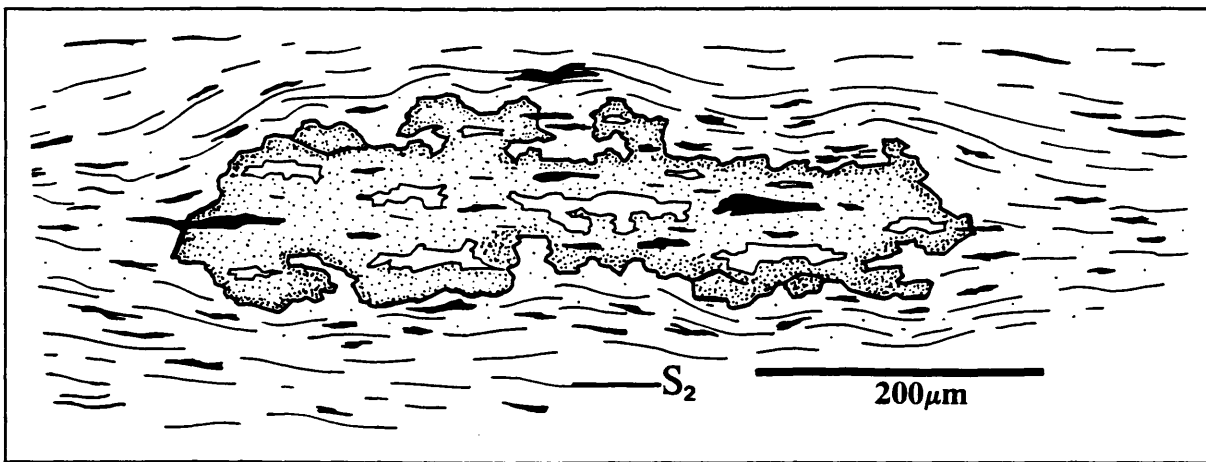


Fig.34. Grenat tardi-schisteux de la zone à grenat de la Z.C.O.Z. La schistosité pénétrative a contrôlé la forme du grenat qui s'allonge selon la foliation rocheuse. Les minéraux en noirs correspondent à des ilménites, des biotites et des chlorites.

Staurotides contemporaines de la déformation D_1

Si on cale la porphyroblastèse de la staurotite de la formation des Skhour et celle de Jorf El Ahmar par rapport au clivage de crénulation de première phase tectonique, on distingue deux types: le premier type est pré à syn-schisteux; il englobe une S_1 courbe plus ou moins continue avec la S_2 et présente des ombres de pression asymétriques. Sa croissance s'est relativement initiée après celle des grenats qu'il englobe parfois comme des inclusions plus ou moins partielles. Ce type caractérise la partie interne de la zone à staurotite. Le deuxième type est tardi-schisteux; il est limité à l'isograde et est caractérisé par des plans d'anisotropie interne à géométrie linéaire et à disposition parallèle en orientation aux plans de schistosité externe.

D'après ces observations, il s'avère que la croissance des staurotides de la formation des Skhour et celle de Jorf El Ahmar est fortement dépendante de la profondeur (porphyroblastèse de plus en plus tardive avec la diminution de l'intensité du métamorphisme).

Dans la Z.C.K.M., les staurotides syn- D_1 ne sont observées que localement au niveau des charnières des microplis F_2 .

Staurotides contemporaines de la déformation D_2

Leur croissance est contemporaine des stades compressifs de la déformation D_2 et a continué de se manifester durant l'épisode extensif tardi- D_2 .

Porphyroblastèse de la staurotide en contexte compressif

Elle caractérise régionalement la formation d'El Broumi-Ouled Hassine et celle de Lalla Tittaf, alors qu'elle ne s'exprime que localement dans la formation de Jorf El Ahmar, celle des Skhour et la Z.C.K.M. où les recrystallisations associées aux stades extensifs de la déformation D_2 ont presque complètement oblitéré les structures D_2 compressives et les assemblages métamorphiques qui leurs sont associés. Dans ces formations, la croissance de la staurotide est encore une fois de plus une fonction différentielle du temps et de l'incrément de la température.

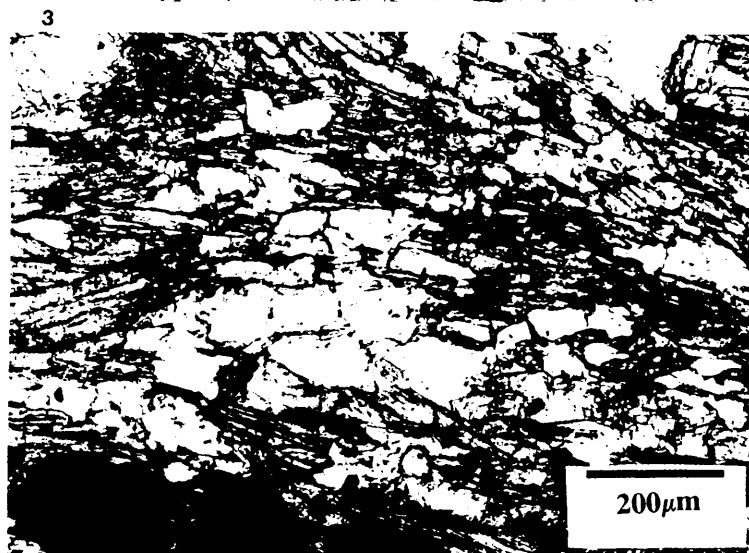
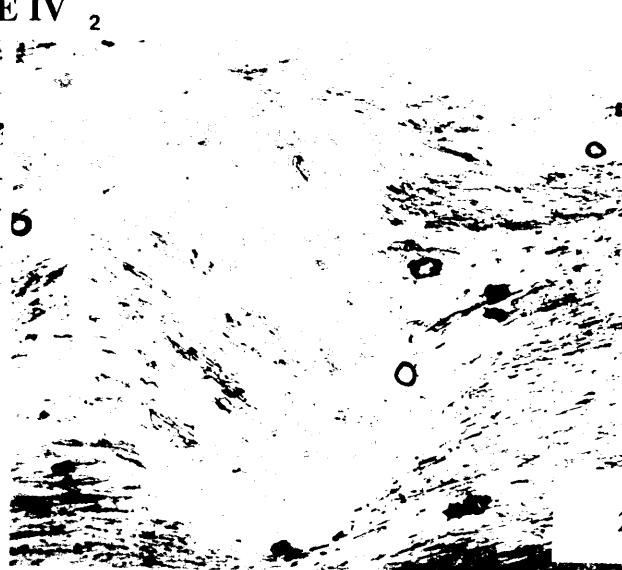
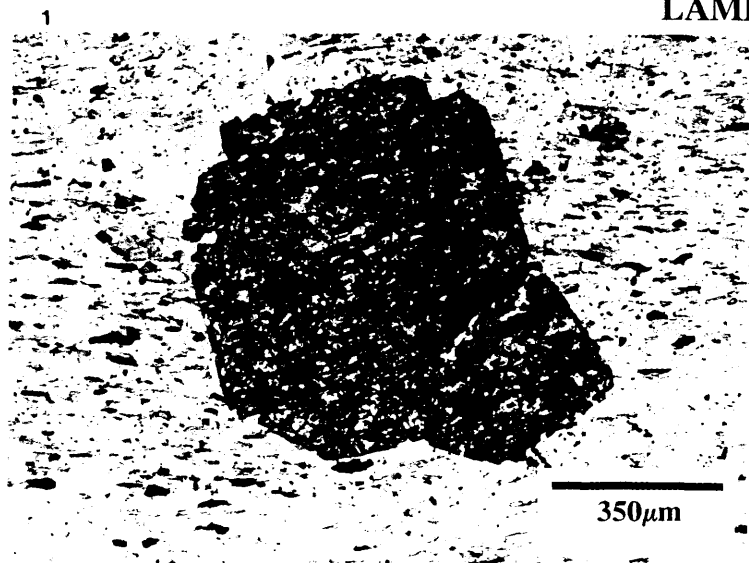
Formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf

Deux types de staurotides sont distinguées: un type syn-schisteux (Lame IV.2) et un autre pré-schisteux qui sont respectivement localisés dans les parties supérieure et inférieure de leur propre zone métamorphique.

Le type pré-schisteux est représenté par des staurotides rotationnelles qui englobent une S_1 sigmoïdale et discontinue avec la S_2 . Il comprend également des staurotides développées localement en contexte non rotationnel (Fig.35A); celles-ci emprisonnent une S_1 courbe (clivage de crénulation au stade 3) orientée parallèlement aux plis F_2 de la matrice correspondant à un clivage de crénulation au stade 4 .

Les staurotides syn-schisteuses sont caractérisées par l'existence d'un type rotationnel et d'un

LAME IV



Lame IV.1. Grenat légèrement rotationnel de l'isograde Gr+. Il englobe une Si continue avec la Se. Cette dernière, en pénétrant dans le grenat subi une légère rotation.

Lame IV.2. Staurotide syn-schisteuse englobant une Si courbe et continue avec la Se. Ces minéraux sont contemporains des fabriques planaires externes engendrées par les stades extensifs tardi-D₂ qui se sont opérés dans la partie sommitale de la formation des Skhour.

Lame IV.3. Disthènes syn-schisteux de la Z.C.O.Z. Ils définissent les plans de schistosité S₂ engendrés par la tectonique extensive tardi-D₂.

Lame IV.4. Grenats développés en contexte non rotationnel. Ils englobent les fabriques planaires S₁ définissant les microcharnières des microplis F₂.

Lame IV.5. Grenat non rotationnel, englobant une Si correspondant aux plans S₁. Le plan axial de ceux-ci est parallèle à celui des plis F₂ préservés localement dans les ombres de pression.

autre, qui est relativement rare, non rotationnel. Le premier type présente des ombres de pression asymétriques et englobe une Si sigmoïdale et continue avec la Se. Le deuxième type (Fig.35B) englobe une Si à morphologie similaire et à orientation parallèle au stade 4 du clivage de crénulation de la matrice.

Dans la Z.C.K.M., la formation des Skhour et la formation de Jorf El Ahmar, les staurotides contemporaines des stades compressifs de la déformation D_2 n'ont pu être distinguées que localement. Il s'agit de staurotides développées en contexte non rotationnel et associées à un clivage de crénulation aux stades 3 et 4.

Porphyroblastèse de la staurotide en contexte extensif

Les fabriques planaires pénétratives associées à la tectonique extensive manifestée près et au voisinage de la plupart des zones de cisaillement du secteur étudié (Z.C.K.M., Z.C.O.Z., parties basale et sommitale de la formation des Skhour, partie sommitale de la formation de Jorf El Ahmar, cisaillement d'El Broumi et partie basale de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine) sont généralement imprimées par des staurotides tardi-schisteuses moulées par la foliation externe et incluant une traînée d'inclusions orientée parallèlement à la Se. Ces staurotides se présentent en prismes allongés selon les plans de foliation ou sous forme de prismes trapus dont le grand axe est oblique par rapport à la Se. Certaines staurotides de ce dernier type ont subi une rotation de faible ampleur qui s'est traduite par une légère discordance de la Si sur la Se; la croissance des coeurs de ces minéraux est donc antérieure à l'impression finale de la foliation rocheuse (staurotides syn-schisteuses).

Staurotides post- D_2

Cette génération caractérise tous les secteurs du massif. Elle se présente sous forme de prismes de petite taille, d'habitus automorphe, qui recoupent en tout sens les plans S_2 .

Le chloritoïde

Trois générations de chloritoïdes ont été distinguées:

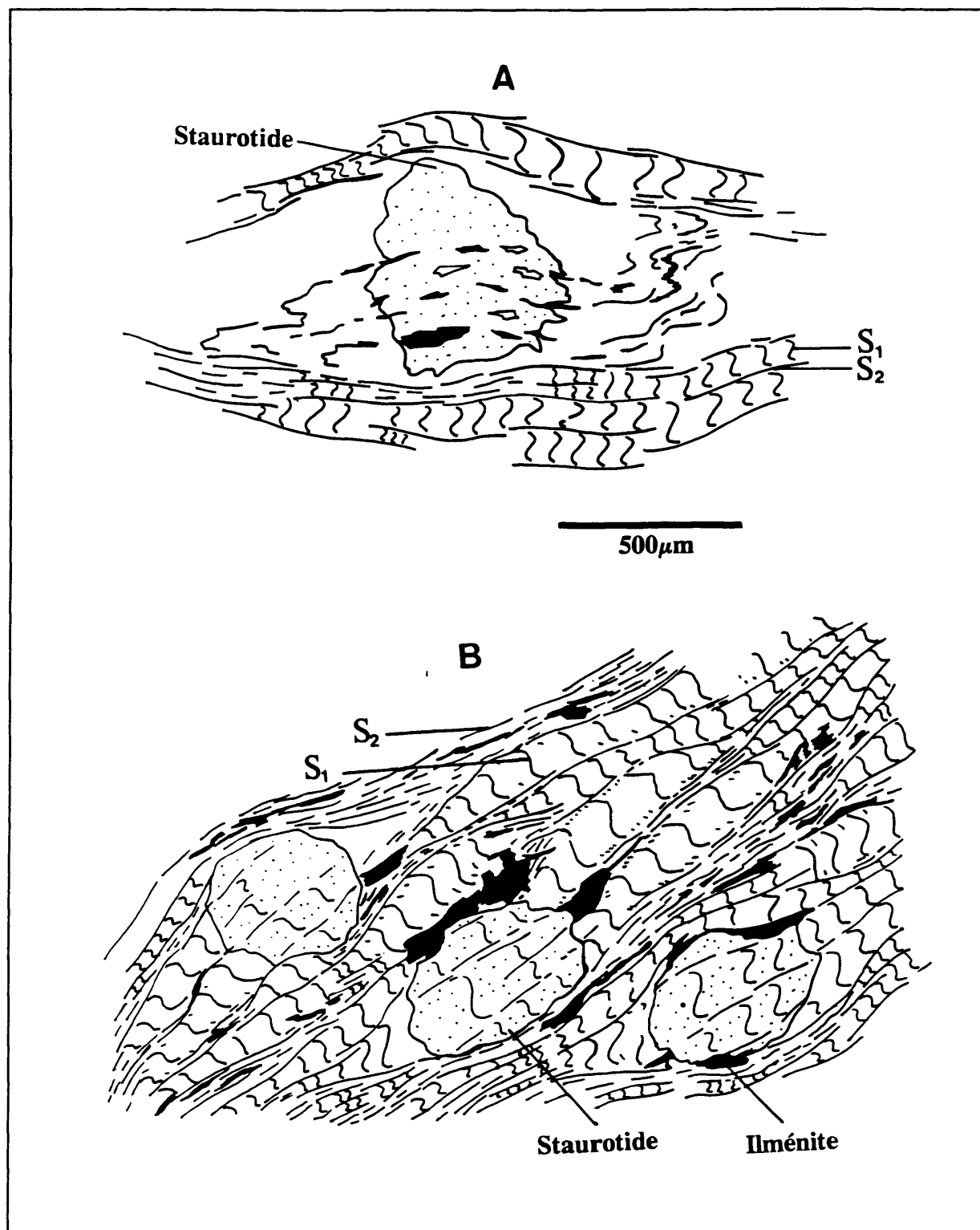


Fig.35. Staurotides non rotationnelles de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine. Explications: voir texte.

-Une génération contemporaine du premier épisode tectonique. Elle imprime les plans de schistosité régionale S_1 de la formation des Skhour et celle de Jorf El Ahmar, alors qu'elle est limitée aux charnières des plis F_2 de la Z.C.O.Z. et de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine.

-Une génération syn-schisteuse par rapport aux plans de schistosité S_2 , caractérisant la Z.C.O.Z. et la formation d'El Broumi-Ouled Hassine. Elle souligne le plan axial des microplis F_2 engendrés par les stades compressifs de la déformation D_2 .

-Une dernière génération post- D_2 , disposée sans orientation préférentielle sur les plans S_2 .

Le disthène

Zone de cisaillement de Kef El Mouneh

Le disthène se présente en deux générations: une génération syn- D_1 , soulignant localement les plans S_1 des microcharnières F_2 , et une autre syn- D_2 présentant trois types microstructuraux:

- Des disthènes disposés parallèlement au plan axial des plis F_2 .
- Des disthènes syn-schisteux, incluant des figures de rotation syn-cinématiques.
- Des disthènes tardi-schisteux, moulés par la S_e et ayant un grand axe disposé parallèlement à obliquement par rapport aux plans S_2 . Ils emprisonnent une S_i linéaire et continue avec la foliation externe. Ces disthènes se présentent en prismes individuels ou en aggrégations à disposition microstructurale évoquant une texture en rosette. Lorsque ces minéraux se localisent dans les domaines compétents, ils donnent souvent l'impression trompeuse d'être post-tectoniques; cependant, l'observation détaillée de leurs relations avec la matrice a toujours révélé une légère deflexion de la S_e autour de leurs aggrégations.

La croissance du premier type de disthène est associée aux stades compressifs de la déformation D_2 , alors que celle des deux derniers types a accompagné les stades extensifs tardi- D_2 .

Zone de cisaillement de Ouled Zednes

Le disthène imprime les fabriques planaires S_2 engendrées par la tectonique extensive tardi- D_2 . Deux types sont distingués: un type soulignant les plans S_2 (Lame IV.3) et un autre disposé

obliquement sur la S_e et incluant des figures de rotation syn-cinématiques.

Le disthène a été rencontré également dans des filons de quartz intercalés dans les micaschistes de la Z.C.O.Z. et la Z.C.K.M. En l'absence de plans d'anisotropie planaires dans ces filons, il est pratiquement impossible de situer la chronologie relative de ce minéral par rapport à la schistosité des micaschistes. Cependant, le fait que ces filons soient toujours concordants avec la schistosité régionale S_2 conduit à suggérer une blastèse du disthène conforme à celle caractérisant les métapélites.

L'andalousite et la cordierite

Ces deux minéraux se développent en réponse aux perturbations thermiques locales associées à la mise en place des granites de Sidi Bahilil et Ras El Abiod. Ils sont associés aux métapélites de la Z.C.O.Z. et à celles de la partie basale des Rehamna orientaux.

L'andalousite se présente en deux générations: une génération contemporaine de la tectonique extensive tardi- D_2 et une autre postérieure à la définition des plans S_2 .

Quant à la cordierite, dont la présence n'est avancée qu'à titre hypothétique en raison de sa rétromorphose complète, sa blastèse est difficile de situer avec précision par rapport aux plans S_2 . L'orientation de ses nodules parallèlement aux plans de foliation rocheuse qui les moule suggère que la croissance des cordierites est globalement syn-schisteuse.

L'ilménite et le rutile

L'ilménite souligne les plans de schistosité S_1 et S_2 et renferme souvent un nucleus de rutile. On la trouve également disposée selon les plans de schistosité de fracture S_3 .

Le rutile imprime les fabriques planaires associées aux deux premiers épisodes tectoniques. Ses bords sont le plus souvent transformés en ilménites. Ces transformations sont relativement plus accentuées lorsque ce minéral est associé aux structures D_2 extensives.

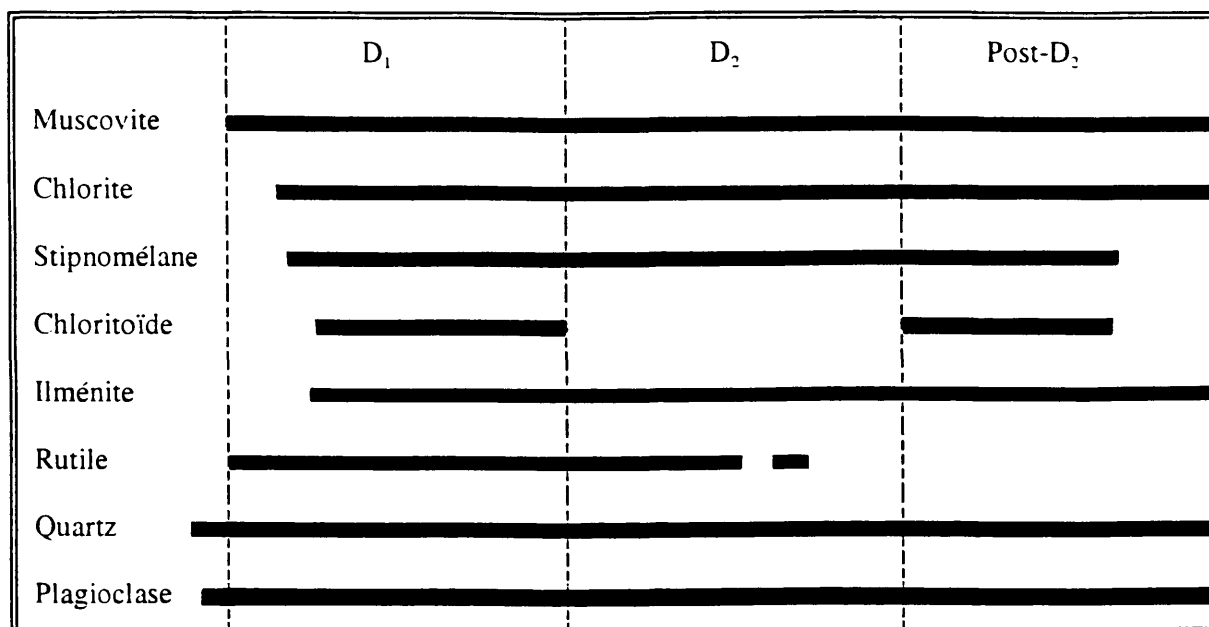


Fig.36. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites et semi-pélites de la zone à chlorite de la formation des Skhour.

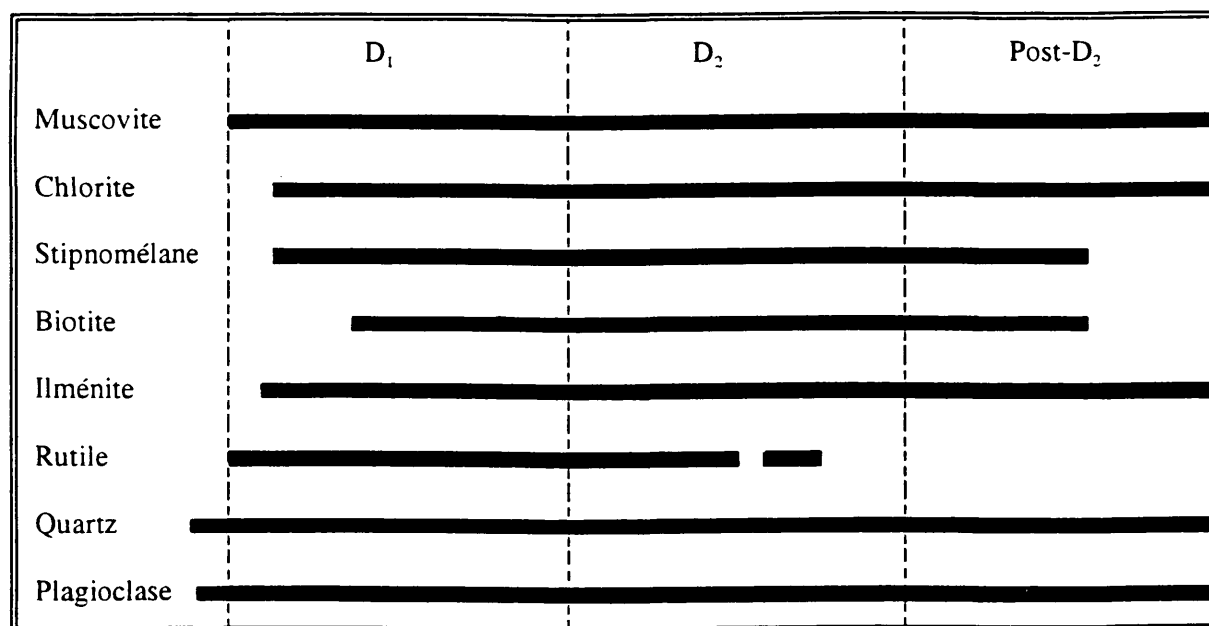


Fig.37. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites et semi-pélites de la zone à biotite de la formation des Skhour.

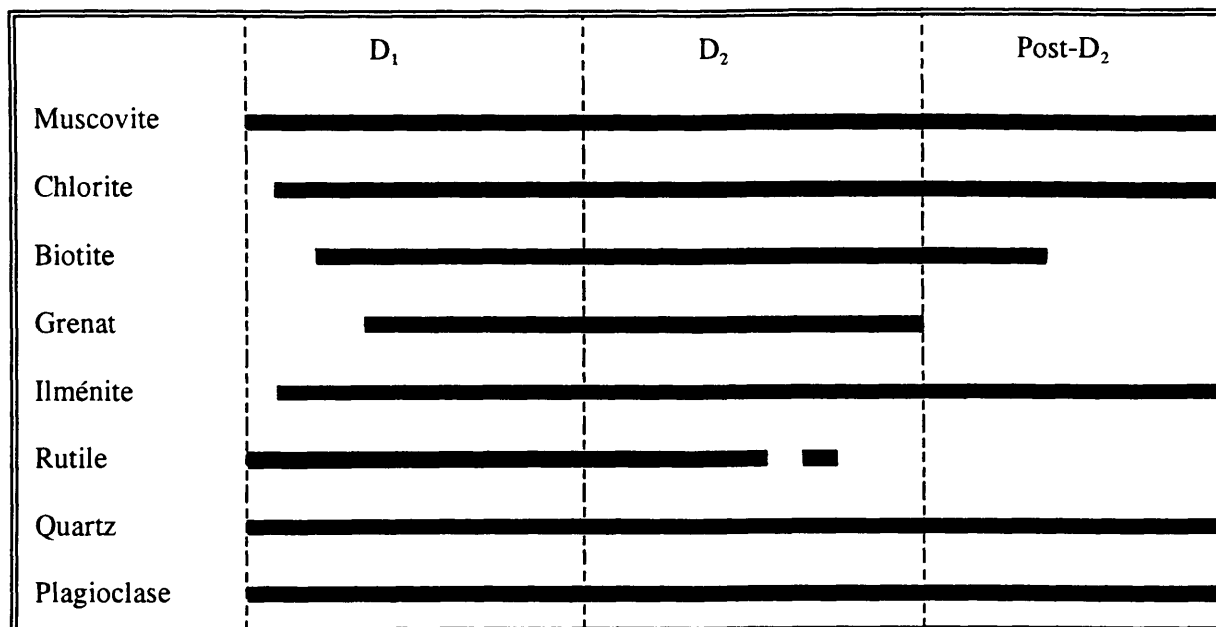


Fig.38. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites et semi-pélites de la zone à grenat de la formation des Skhour.

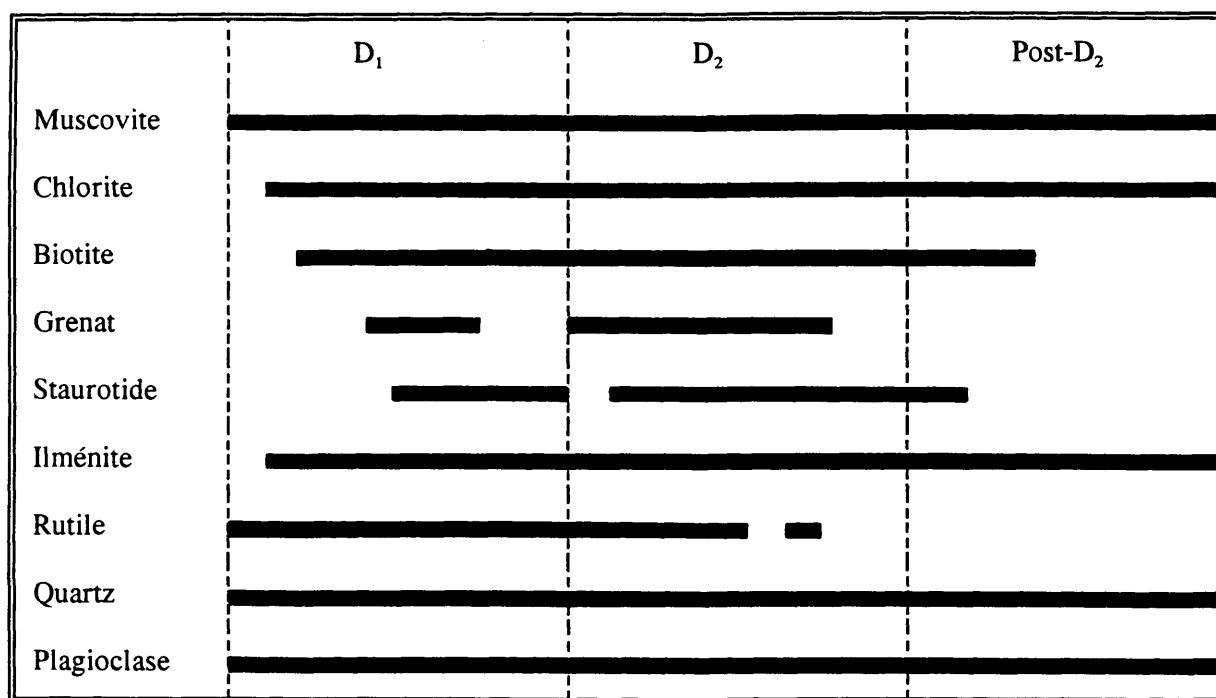


Fig.39. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites de la zone à staurotide de la formation des Skhour.

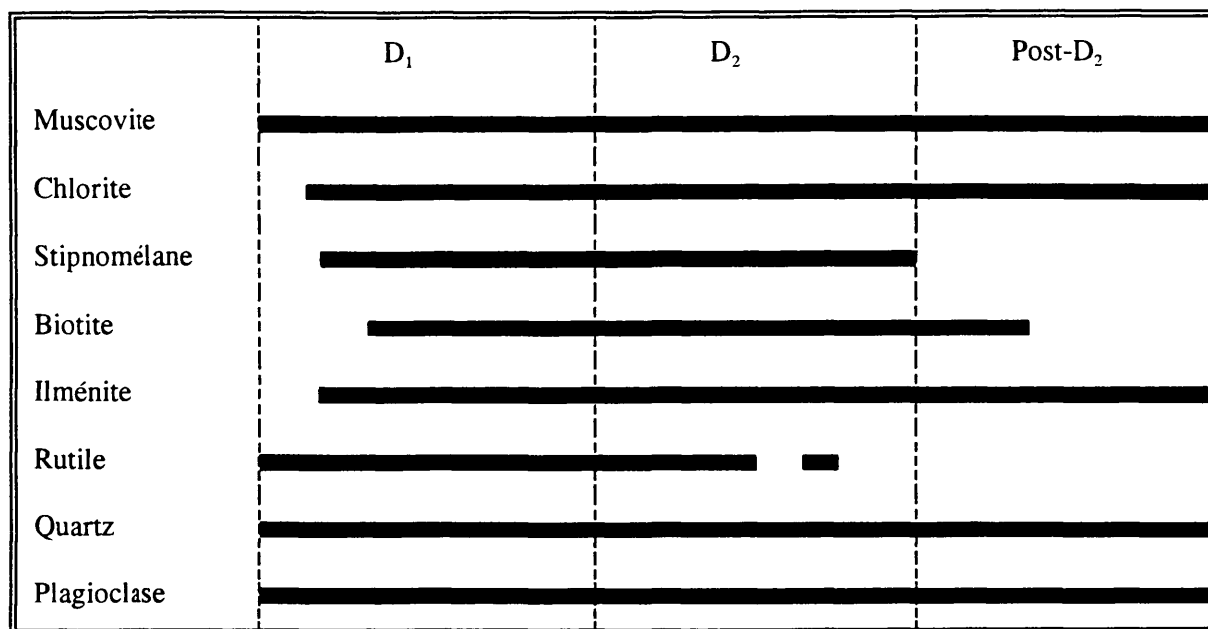


Fig.40. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites et semi-pélites de la zone à biotite de la Z.C.K.M.

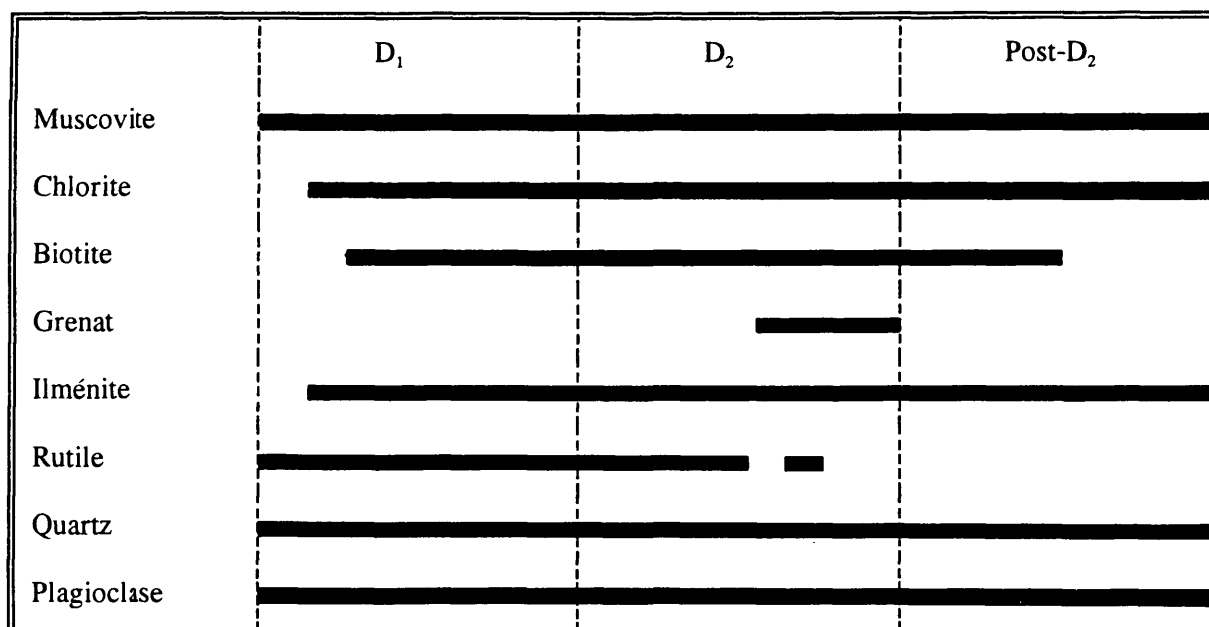


Fig.41. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites et semi-pélites de la zone à grenat de la Z.C.K.M.

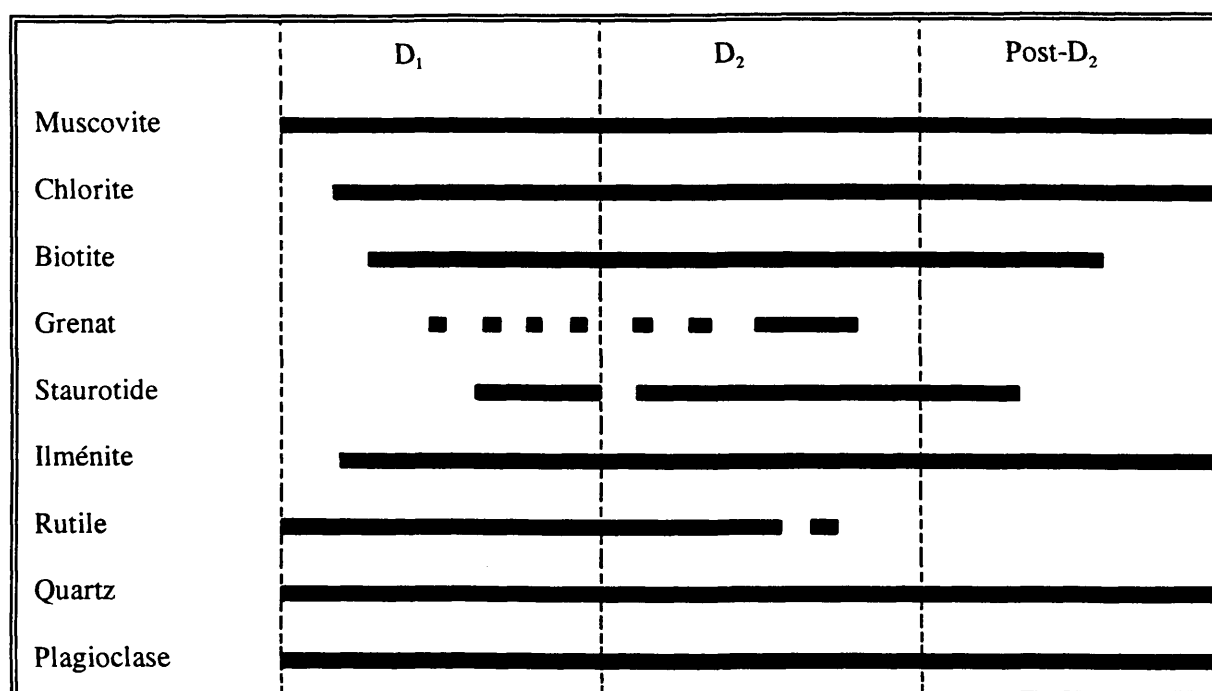


Fig.42. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites des localités à staurotide de la Z.C.K.M.

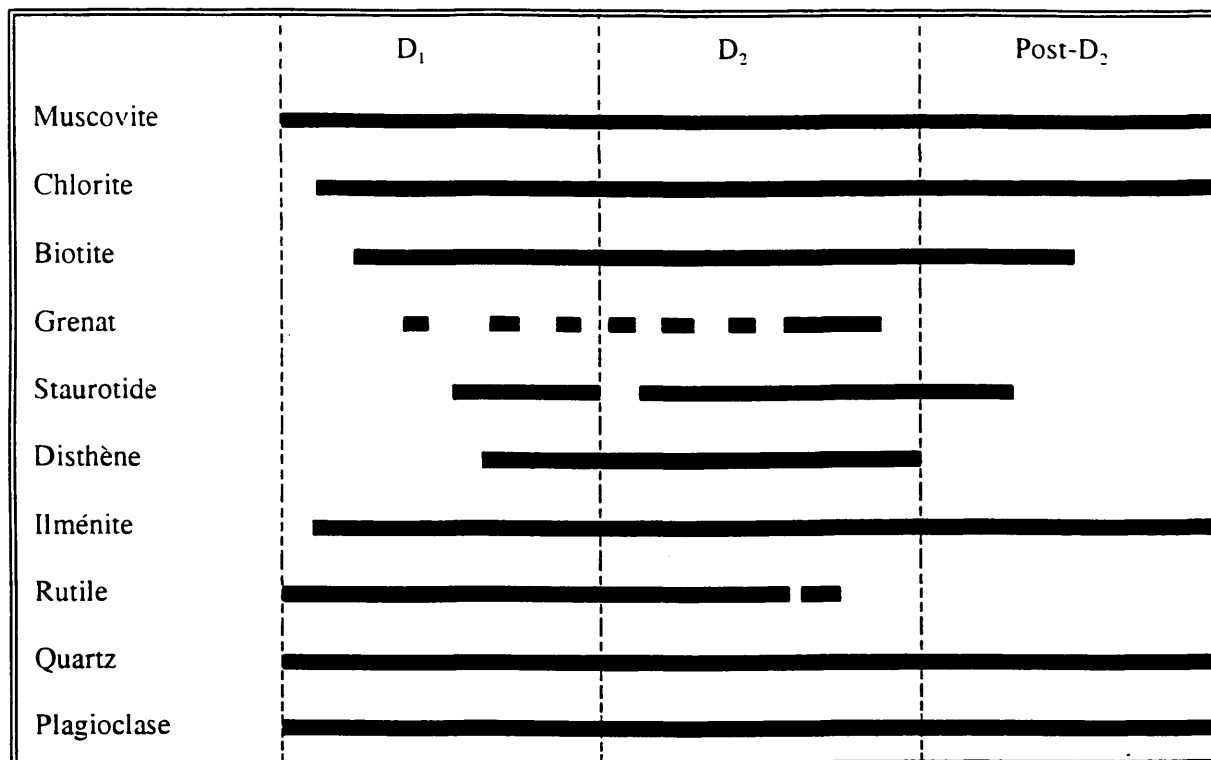


Fig.43. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites de la zone à staurotide et disthène de la Z.C.K.M.

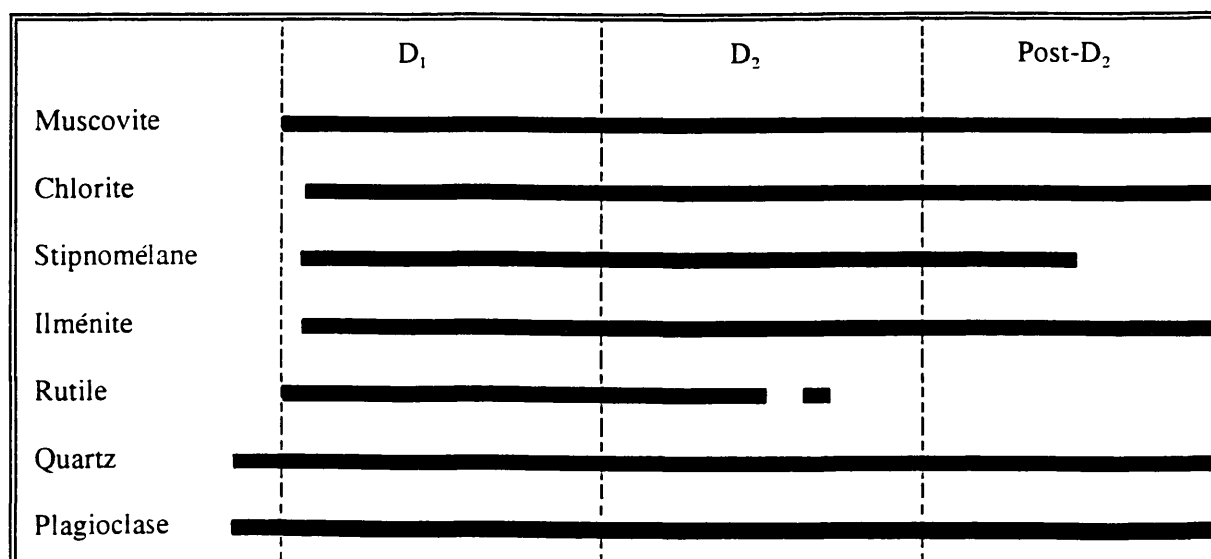


Fig.44. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites et semi-pélites de la zone à chlorite de la Z.C.O.Z.

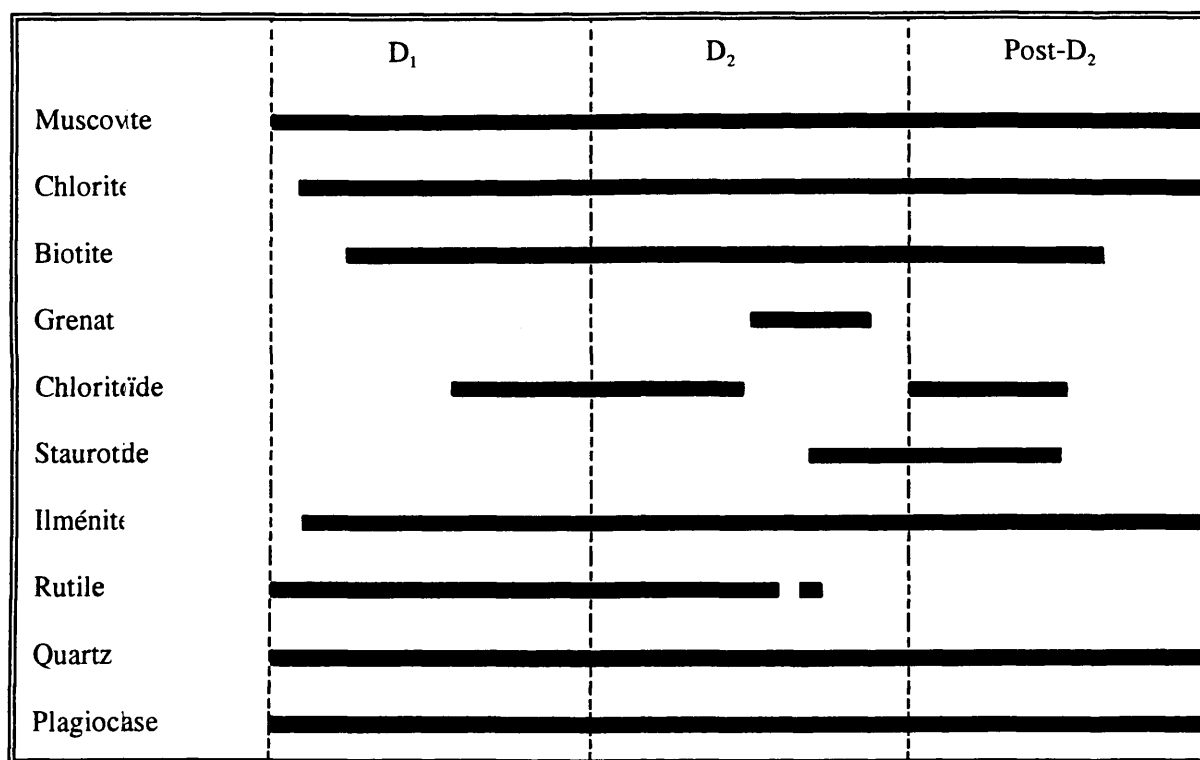


Fig.47. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites de la zone à staurotide de la Z.C.O.Z.

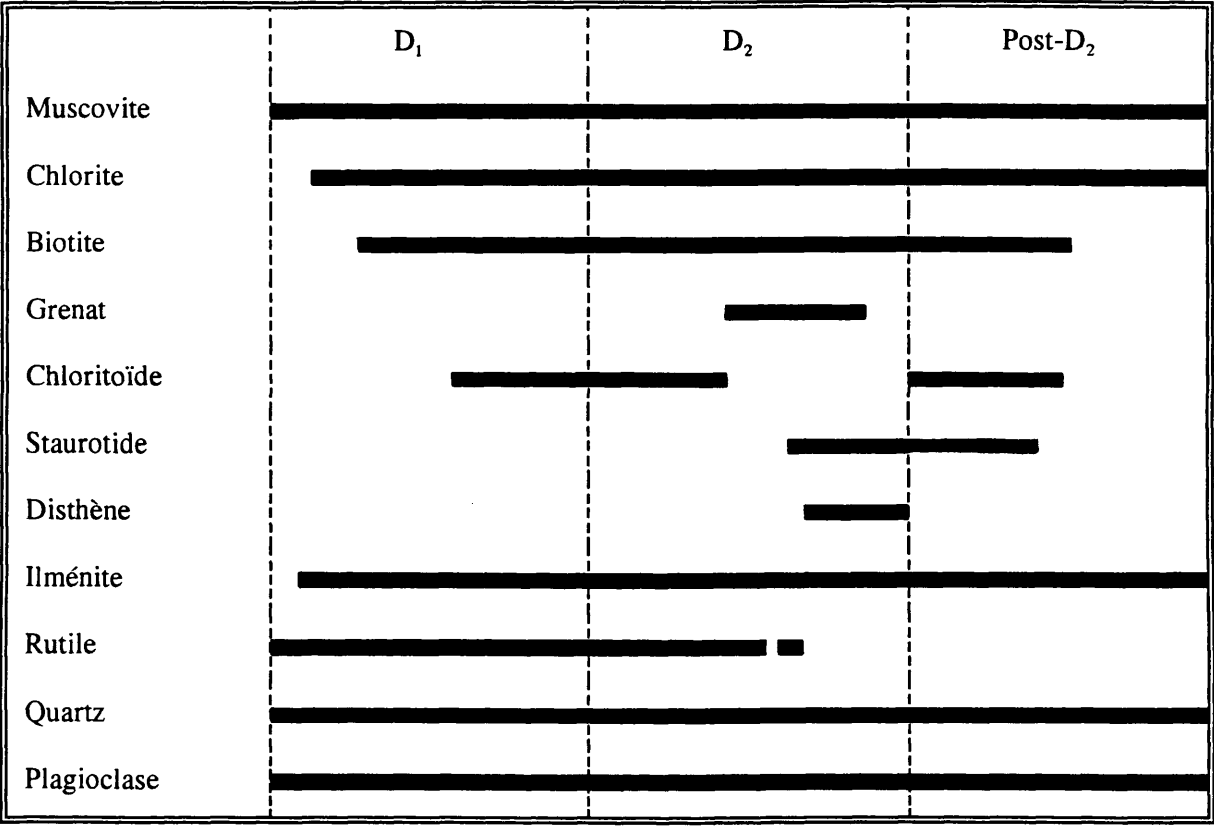


Fig.48. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites des localités à staurotide et disthène de la Z.C.O.Z.

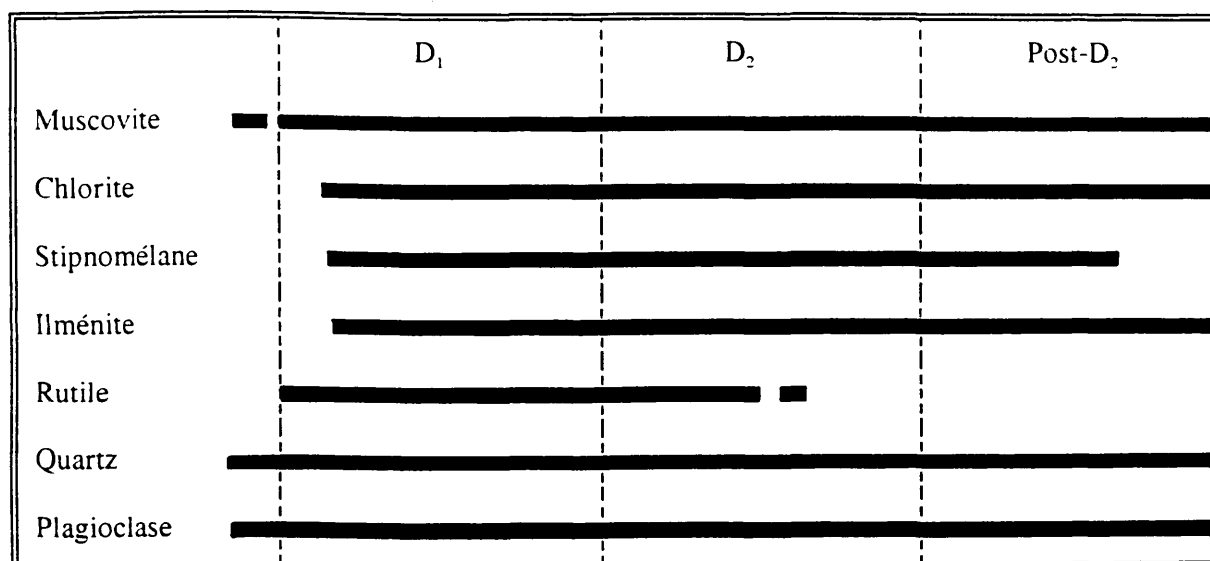


Fig.49. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites et semi-pélites de la zone à chlorite des Rehamna orientaux.

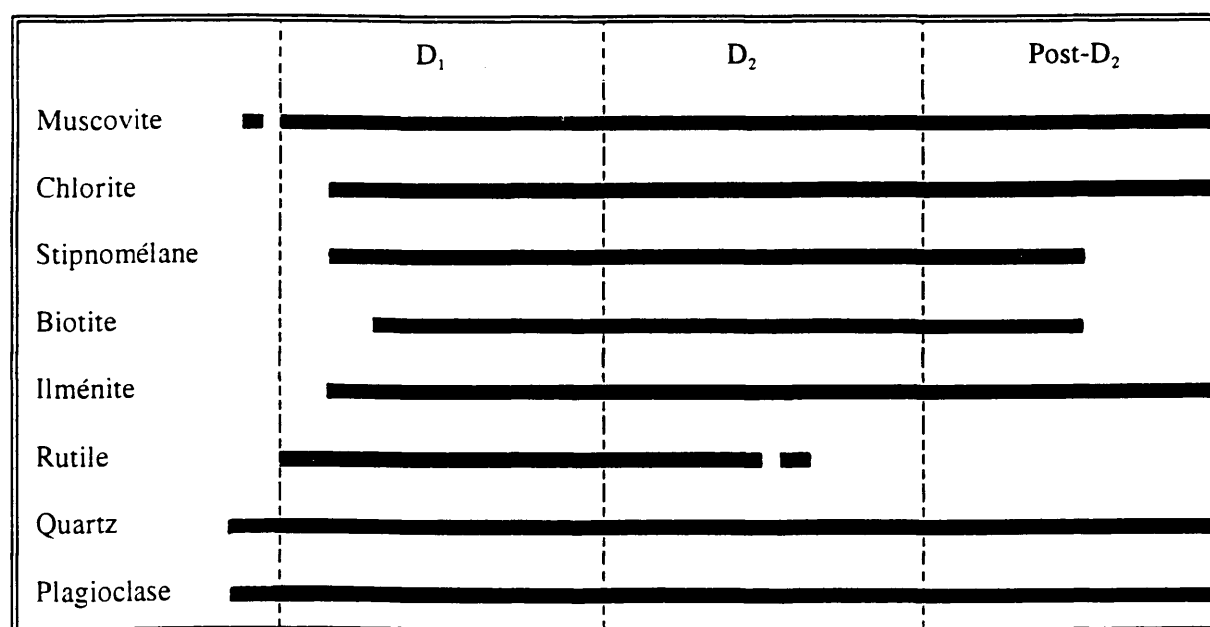


Fig.50. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites et semi-pélites de la zone à biotite des Rehamna orientaux.

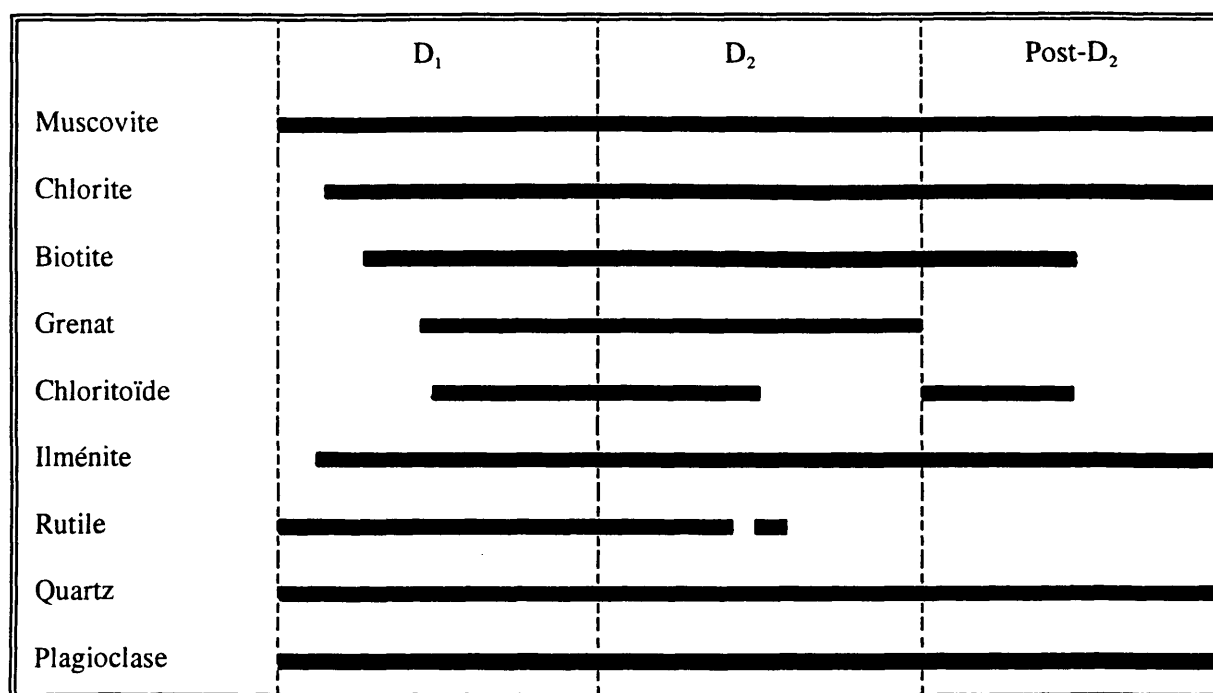


Fig.51. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites et semi-pélites de la zone à grenat des Rehamna orientaux.

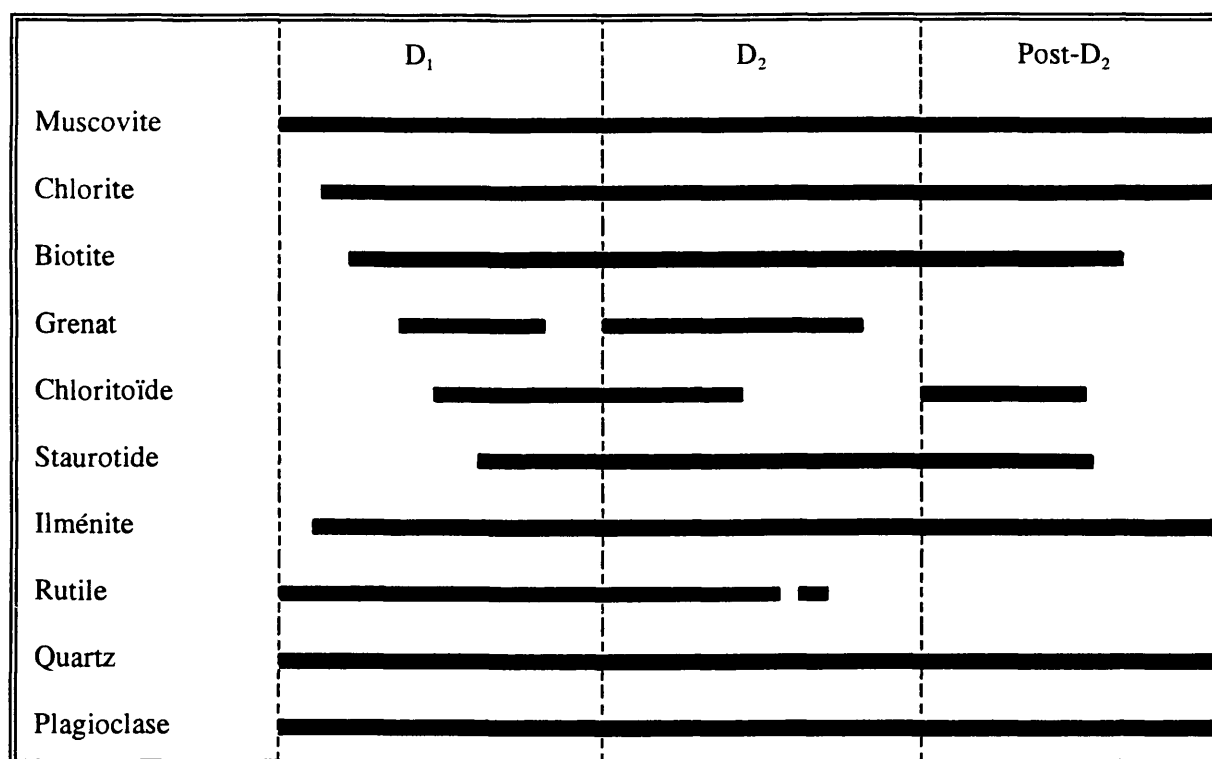


Fig.52. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des métapélites de la zone à staurotide des Rehamna orientaux.

V.4.2.2. Métabasites

Les métabasites sont affectées par une déformation pénétrative qui a généralement oblitéré leur textures originelles ignées.

V.4.2.2.1. Métabasites de Ouled Abdellah

Les fabriques planaires des métabasites, du fait qu'elles correspondent aux plans de schistosité les plus anciens qui ont été reconnus dans ces lithologies et qu'elles montrent des relations de parallélisme avec les plans de schistosité régionale affectant les lithologies métasédimentaires encaissantes, sont considérées comme l'équivalent des plans de schistosité régionale S_1 .

Caractéristiques microstructurales

Les amphiboles

Les plans de schistosité S_1 sont marqués par des minéraux à dominante d'hornblendes nématoblastiques de couleur bleu verte à verte. Ces minéraux continuent de se développer après l'impression des plans S_1 en se présentant cette fois-ci en quantité relativement faible.

Dans les métadiabases, les hornblendes englobent parfois des actinotes incolores à légèrement bleu vertes ou s'y présentent en tâches plus ou moins régulières. Ces textures sont interprétées comme un zoning textural dans lequel les actinotes, correspondant à une phase relique de basse température, sont antérieures aux hornblendes. Ces deux amphiboles sont accompagnées d'autres de couleur sombre et d'habitus xénomorphe, dont la nature est probablement ignée.

Les plagioclases

Deux types de plagioclases sont distingués:

- Des plagioclases de taille millimétrique, xénomorphes à parfois subidiomorphes et moulés par la schistosité externe. Leurs mâcles polysynthétiques sont peu prononcées à cause des rétrogradations intenses qui les ont affecté et leurs inclusions, correspondant essentiellement à leurs produits de rétrogradations, ne montrent aucun arrangement orienté. A part certains

phénocristaux qui définissent la texture ignée des métadiabases, l'absence générale de fabriques planaires internes dans ces plagioclases ne permet pas de préciser leur nature.

-Des blastes de petite taille, généralement non mâclés, aplatis dans les plans de foliation de la roche ou disposés sous forme de cristaux idiomorphes à points triples de recristallisation.

La chlorite

Elle participe avec les amphiboles à définir la foliation rocheuse et continue sa croissance après le premier épisode tectonique. Cette dernière génération se présente sous deux types: des chlorites qui se disposent obliquement sur les plans S_1 sous forme de paillettes automorphes et d'autres qui dérivent des rétrogradation des plagioclases et des amphiboles.

La biotite

Elle participe à définir, en proportions beaucoup plus faibles que celles des chlorites et des amphiboles syn-schisteuses, les plans de schistosité régionale S_1 .

L'ilménites, le sphène et le rutile

Les ilménites montrent un arrangement orienté dans les roches foliées. Elles sont produites au dépens du rutile qui y est souvent conservé comme une phase relique. Leurs bords sont souvent transformés en sphène.

L'épidotes et la clinozoïsité

Elles soulignent les plans de schistosité S_1 des roches relativement foliées. Les clinozoïtes se développent souvent au détriment des épidotes. Ces deux minéraux sont également produits tardivement par rétrogradation des plagioclases.

La calcite

La calcite présente dans les metabasites dérive en grande partie des rétrogradations des

plagioclases; d'autres montrent une orientation préférentielle avec un grand axe parallèle à la schistosité rocheuse et enfin, certaines cristallisent tardivement dans des microfractures qui recoupent en obliques les plans S_1 .

V.4.2.2.2. Métabasites de Lalla Tittaf et de Ouled Heriz

Conformément à l'évolution tectonique qui caractérise l'encaissant métasédimentaire, les plans de schistosité des métabasites de ces secteurs sont l'équivalent des fabriques planaires régionales S_2 engendrées par les stades compressifs de la déformation D_2 .

Caractéristiques microstructurales

Les amphiboles

Trois types d'amphiboles sont distingués:

- Des hornblendes bleu-vertes à vertes, définissant les fabriques planaires S_2 ; elles continuent leur croissance postérieurement à la déformation D_2 et dérivent également, tout en gardant les mêmes caractéristiques optiques, des rétrogradations des plagioclases.

- Des actinotes incolores à légèrement bleu-vertes qui sont antérieures aux hornblendes avec lesquelles elles définissent un zoning textural. Ce type d'amphiboles est rencontré dans quelques métadiabases de la formation de Lalla Tittaf.

- Des amphiboles vert sombres, xénomorphes, de nature probablement ignée. Elles n'ont été rencontrées que dans les métadiabases.

Les plagioclases

Ils se présentent le plus souvent sous deux types fondamentaux. Le premier type est représenté par des cristaux de taille millimétrique, subidiomorphes à xénomorphes, moulés par les plans de schistosité et présentant des mâcles polysynthétiques. Ils sont dépourvus de schistosité interne et montrent parfois une déformation interne plastique par kinking. L'absence de la Si dans la plupart des

plagioclases ne permet pas de situer leur croissance par rapport aux fabriques planaires externes. Font exception à ce cas général :

- Quelques plagioclases syn-schisteux à Si soulignée essentiellement par des amphiboles de petite taille à orientation oblique sur la Se.
- Les phénocristaux de plagioclase disposés en lattes entrecroisées dans les rares métadiabases rencontrées dans la formation de Lalla Tittaf.
- Les plagioclases des metabasites porphyriques dont la taille centimétrique encourage à les considérer comme des phénocristaux du protolite.

Le deuxième type de plagioclases correspond à des blastes de petite taille, subxénomorphes dans le cas où ils sont aplatis dans la foliation à idiomorphes avec des points triples de recristallisation lorsqu'ils sont situés dans des domaines peu affectés par la composante de cisaillement ou lorsque la roche est relativement peu déformée.

Le grenat

L'occurrence du grenat est restreinte aux metabasites orientales de la formation de Lalla Tittaf. Leur croissance est en grande partie postérieure à celle des hornblendes syn-schisteuses qu'ils englobent comme inclusions plus ou moins partielles.

Les grenats apparaissent sous forme de cristaux xénomorphes, grossièrement moulés par les plans S_2 . Ils englobent des paragenèses typiques du faciès des amphibolites. Ces inclusions s'y ordonnent en traînées schisteuses qui adoptent une géométrie sigmoïdale suggérant une croissance syn-cinématique des grenats.

La biotite, la chlorite et la muscovite

La biotite et la chlorite apparaissent en lépidoblastes disposés conformément à la foliation rocheuse S_2 . Par leur disposition parfois discordante sur ces plans, ces minéraux définissent une deuxième génération post-tectonique qui, dans le cas de la chlorite, s'exprime également sous forme de produits de rétrogradation des plagioclases, des amphiboles et des grenats.

La muscovite rencontrée dans les metabasites n'est que tardive; elle provient de la rétrogradation des plagioclases.

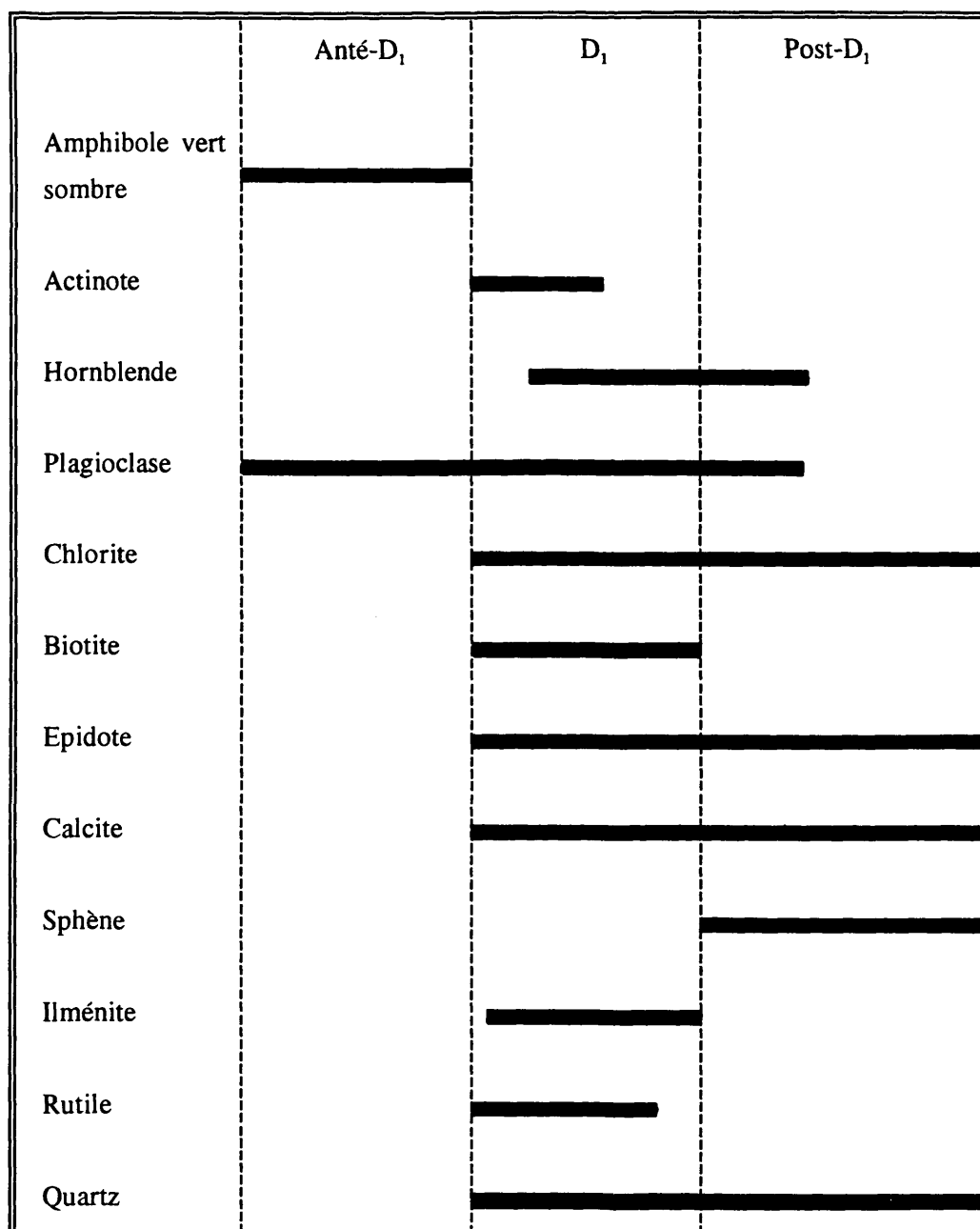


Fig.53. Diagramme résumant la relation déformation-blastèse des phases minéralogiques des metabasites de Ouled Abdellah.

L'ilménite, le sphène et le rutile

Les ilménites se disposent conformément aux plans de schistosité S_2 . Leurs parties centrales conservent parfois des reliques de rutile destabilisé, alors que leurs bords sont souvent transformés en sphène. Dans les metabasites à grenat, on note l'absence du rutile aussi bien dans la matrice que comme inclusion dans les minéraux métamorphiques.

L'épidote et la clinozoïsité

Elles soulignent souvent la foliation rocheuse sous forme de prismes orientés grossièrement selon les plans S_2 . L'épidote est généralement présente comme une phase relique à l'intérieur des clinozoïsites.

Ces deux minéraux se développent durant l'évolution métamorphique rétrograde au détriment des plagioclases. La clinozoïsité se transforme plus tardivement en épidote.

La calcite

Elle est produite dans sa majeure partie durant l'évolution rétrograde des metabasites. La calcite blastique alignée selon les plans S_2 est rarement observée.

V.4.2.2.3. Métabasites de la Z.C.O.Z.

Ces metabasites sont affectées par des fabriques planaires S_2 pénétratives associées aux stades extensifs de la déformation D_2 . Ces fabriques sont dessinées principalement par des hornblendes bleu vertes à vertes, des ilménites, des amandes de quartz et des apatites. Les plagioclases marquent également par leur orientation préférentielle ces plans de foliation. Des plagioclases recristallisés existent par endroits dans quelques zones compétentes épargnées de la composante de cisaillement; ils montrent parfois des mâcles polysynthétiques et sont rarement transformés en muscovites. La croissance des hornblendes bleu vertes à vertes continue de s'opérer postérieurement au deuxième épisode tectonique.

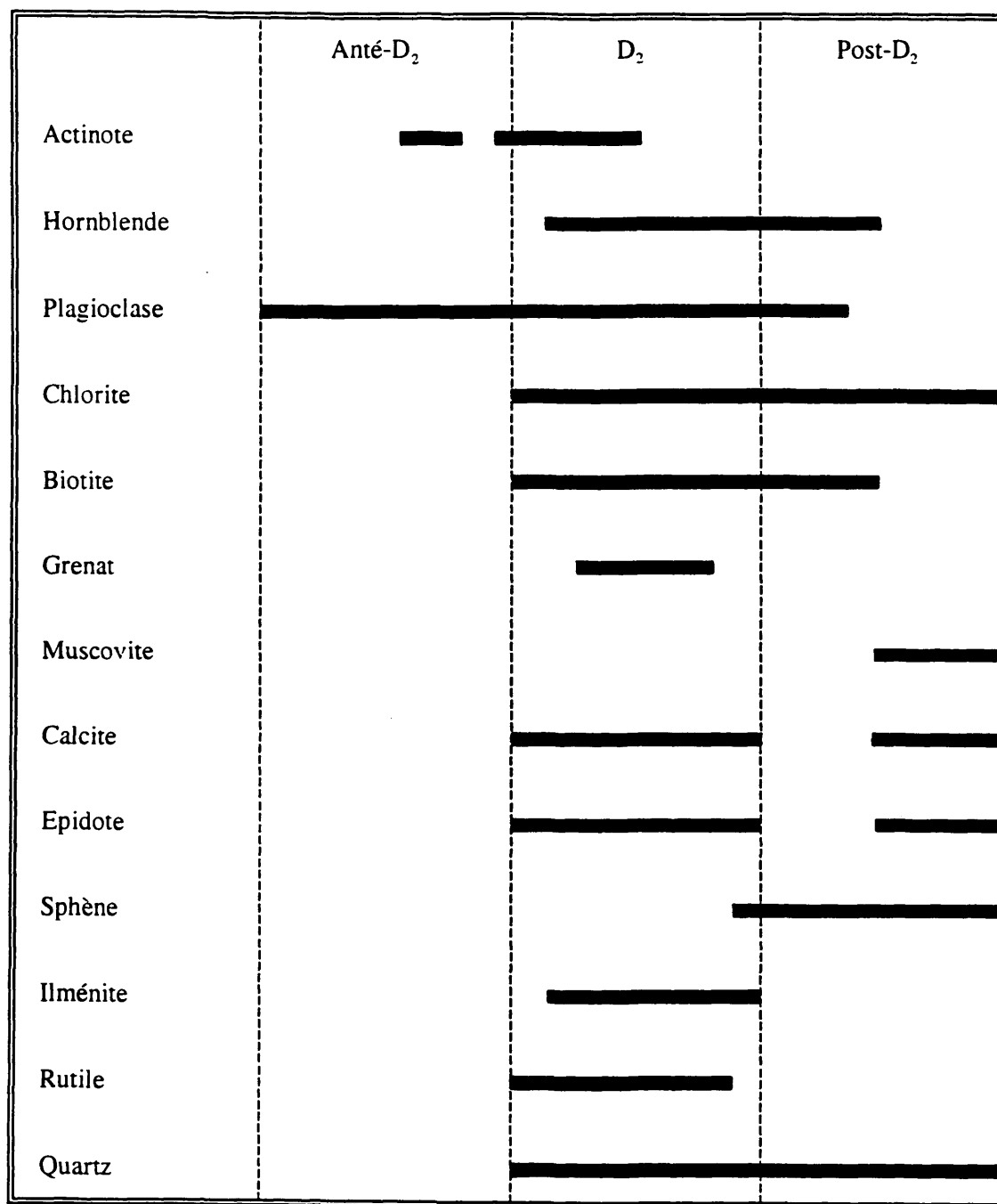


Fig.54. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des metabasites de Lalla Tittaf et de Ouled Heriz.

	D ₂	Post-D ₂
Hornblende		
Plagioclase		
Muscovite		
Ilménite		
Apatite		
Quartz		

Fig.55. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des metabasites de la Z.C.O.Z.

V.4.2.3. Orthogneiss

Les plans de schistosité des orthogneiss sont orientés parallèlement aux plans S_2 de l'encaissant métasédimentaire, avec lesquels ils passent en continuité cartographique. Ces fabriques planaires font partie des structures D_2 compressives qui caractérisent la majeure partie de la formation de Lalla Tittaf.

V.4.2.3.1. Caractéristiques microstructurales

La muscovite, la chlorite et la biotite

Les fabriques planaires S_2 des orthogneiss sont généralement dessinées par l'orientation préférentielle des biotites, des muscovites et parfois des chlorites. La quantité modale de ces minéraux, donc l'intensité des cisaillements le long des plans de schistosité S_2 , augmente progressivement des faciès centraux aux faciès marginaux, définissant ainsi un gradient de déformation conditionné par la nature compétente des orthogneiss qui exercent un contrôle sur la répartition de la déformation D_2 .

Parfois, ces phyllosilicates se disposent obliquement sur les plans S_2 en s'identifiant ainsi comme une génération post-tectonique. L'évolution rétro-morphique, associée en partie à la troisième phase tectonique, est accompagnée de la croissance de la chlorite et la muscovite qui constituent respectivement les produits de transformation des biotites et des plagioclases.

Enfin, on doit signaler également la présence de quelques biotites de nature ignée qui constituent avec les zircons et les opaques des microphénocristaux inclus dans les phénocristaux de plagioclases.

Le quartz

Il se présente en phénocristaux qui sont en partie responsables de la structure ocellée des orthogneiss. Ils sont moulés par la trame micacée de la matrice et montrent souvent une déformation interne traduite par des microfracturations et des extinctions ondulantes. Leurs ombres de pression sont plus ou moins asymétriques et sont constituées essentiellement de petits grains de quartz

recristallisés.

La forme des phénocristaux de quartz est fonction de l'intensité de la déformation. Dans les zones peu affectées par la composante de cisaillement, les grains de quartz sont subarrondis et microfracturés; parfois on observe même la texture en golfs de corrosion typique du quartz rhyolitique. Les domaines relativement pénétratifs présentent par contre des grains de quartz qui adoptent une forme en amande dont le grand axe est parallèle à la foliation rocheuse.

Le quartz existe également sous forme de petits blastes à points triples de recristallisation dans les domaines relativement compétents; par contre, dans les domaines qui ont enregistré les effets de

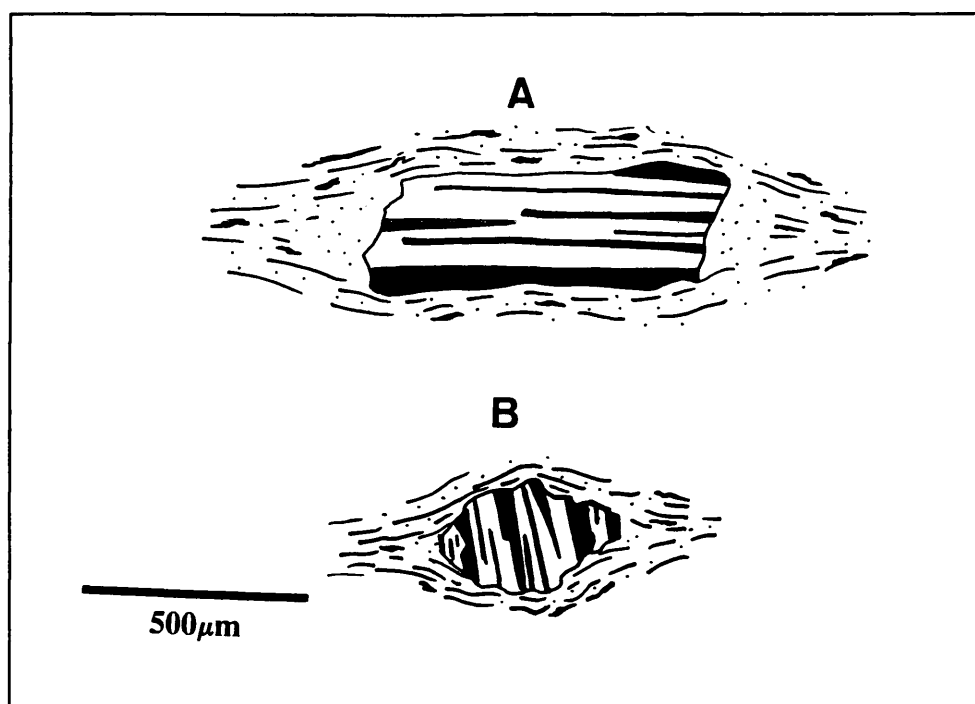


Fig.56. Plagioclases des orthogneiss. A, subidiomorphes et à plans de mâcles orientés parallèlement aux plans de schistosité rocheuse; B, xénomorphes et à plans de mâcles obliques sur la trame phylliteuse de la matrice.

la déformation cisailante, ils se présentent en amandes orientées conformément à la trame phylliteuse

de la matrice.

Le plagioclase

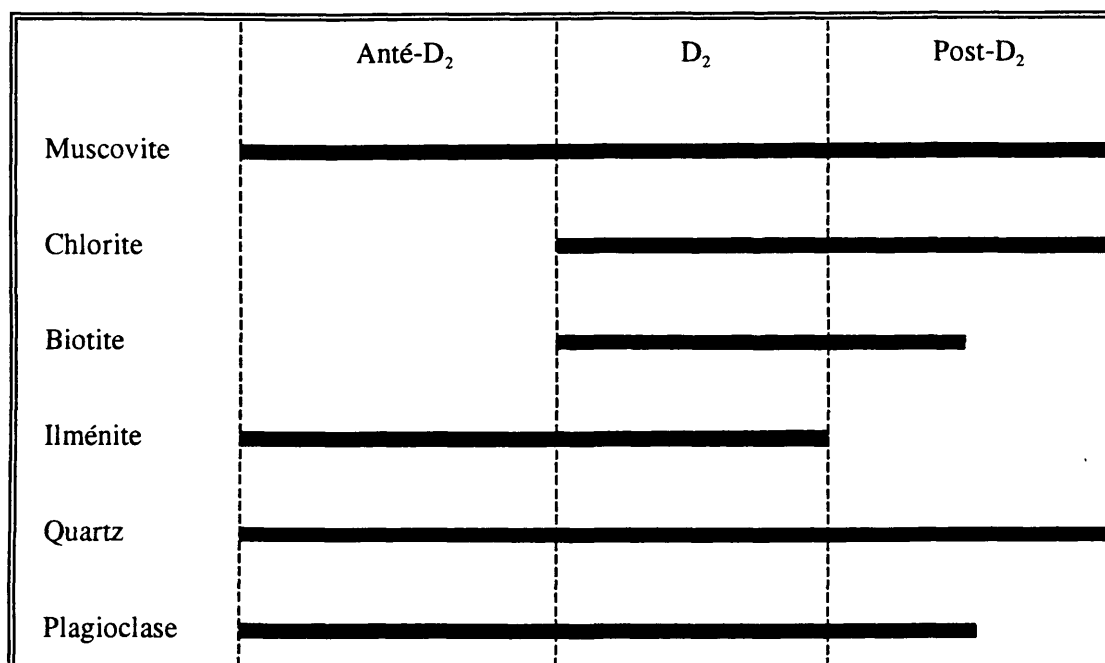
Les phénocristaux de plagioclases montrent le plus souvent des mâcles polysynthétiques peu à bien développées. Ils sont généralement microfracturés et présentent souvent des extinctions roulantes. La déflexion des plans de schistosité S_2 autour d'eux donne naissance à des ombres de pression plus ou moins asymétriques, formées de petits grains de quartz et de plagioclase recristallisés.

La forme des plagioclases est fonction de leur orientation par rapport aux plans de schistosité S_2 : ils sont subidiomorphes quand leurs plans de mâcles sont orientés parallèlement à la schistosité S_2 (Fig.56A). Lorsque ces plans sont obliques par rapport à la foliation rocheuse, les plagioclases perdent leur forme propre (Fig.56B); dans des cas extrêmes, ils tendent à adopter une forme en fuseau dont le grand axe est parallèle aux plans de schistosité (Fig.56B).

Le plagioclase est présent aussi en petits blastes plus ou moins mâclés qui recristallisent dans les domaines essentiellement compétents ou soulignent la foliation rocheuse dans les domaines relativement riches en minéraux phyllosilicatés.

L'ilménite

Elles se présentent sous deux types; des ilménites, probablement de nature blastique, marquant les plans S_2 , et des microphénocristaux inclus dans les plagioclases d'origine ignée.



Tittaf.

V.4.2.4. Roches calco-silicatées

Rappelons que ces lithologies sont intercalées dans les métapélites de la zone à grenat de la formation des Skhour. Leurs fabriques planaires correspondent aux plans de schistosité régionale S_1 .

V.4.2.4.1. Caractéristiques microstructurales

Les amphiboles

Elles se disposent parallèlement aux plans S_1 , définissant ainsi une première génération syn-schisteuse. L'autre génération d'amphiboles à signaler est post-schisteuse; elle se développe de manière transversale sur les plans S_1 et montre des caractéristiques optiques similaires à celles des amphiboles de la première génération.

Les plagioclases

Ils se présentent en petits blastes idiomorphes à xénomorphes, montrant des points triples de recristallisation dans le premier cas ou soulignant la foliation rocheuse dans le second.

Le grenat

L'étude des relations géométriques Si-Se a permis de distinguer deux types de grenats syntectoniques:

- Des grenats tardi-schisteux, ayant une schistosité interne parallèle en orientation à la foliation rocheuse. Les relations microstructurales de ces grenats avec la Se sont variables; ils sont moulés par la Se ou se présentent en cristaux allongés parallèlement aux plans de schistosité. Ces derniers grenats sont relativement plus tardifs que les premiers.

- Des grenats syn-schisteux et rotationnels, ayant une Si courbe et secante sur la Se.

L'occurrence de ces deux types de grenats syn à tardi-schisteux en inclusions partielles dans les amphiboles syn à post-schisteuses suggère que les premiers minéraux sont en partie précoces par rapport aux seconds. Font exception à ce cas général quelques grenats tardi-schisteux incluant

partiellement des hornblendes syn-D₁.

La chlorite

Deux générations de chlorites ont été déterminées; des chlorites syn-schisteuses, disposées à plat dans les plans de foliation de la roche, et d'autres post-schisteuses, correspondant aux produits de rétrogradation des amphiboles, des grenats et des biotites.

La biotite

Elle est associée au métamorphisme prograde synschisteux et, en faibles proportions, aux rétrogradations qui affectent les grenats.

L'ilménite, le sphène et le rutile

Les ilménites participent à définir les fabriques planaires S₁ et impriment également la Se des grenats. Elles sont souvent rétrogradées sur leurs bords en sphène. Quant au rutile, son occurrence est restreinte aux plans d'anisotropie interne des grenats.

L'épidotes et la clinozoïsite

Dans certaines roches calco-silicatées relativement plus affectées par la déformation D₁, des clinozoïtes et des épidotes syn-tectoniques participent à l'impression des plans de foliation rocheuse des faciès centraux. Les épidotes existent le plus souvent comme une phase relique à l'intérieur des clinozoïsites.

La cristallisation de ces minéraux est relativement massive au cours de l'étape métamorphique rétrograde au cours de laquelle ils se sont développés au détriment des plagioclases.

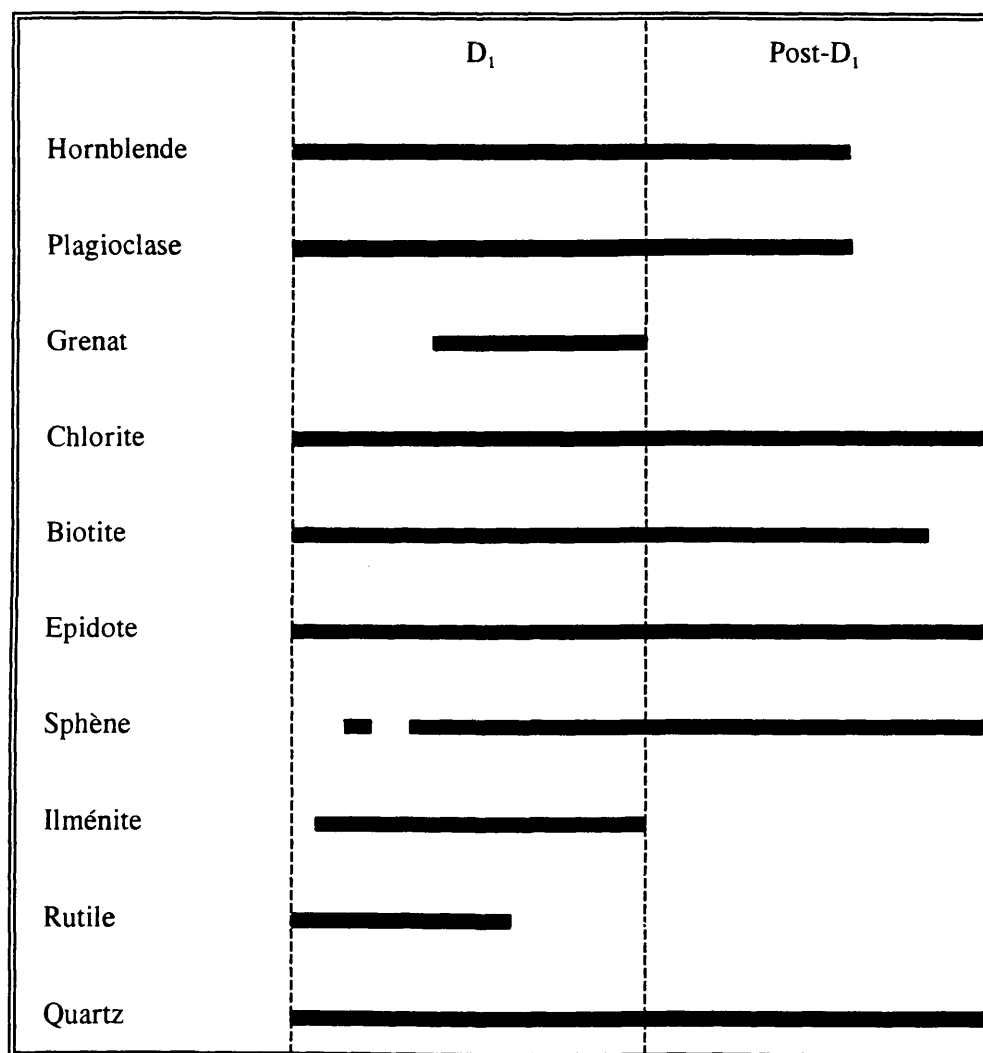


Fig.58. Diagramme récapitulatif de la déformation-blastèse des phases minéralogiques des roches calco-silicatées de la formation des Skhour.

V.4.2.5. Marbres

Les marbres de la formation de Lalla Tittaf et de la Z.C.O.Z. sont généralement à texture équante.

Sous l'effet des cisaillements dont ils ont fait l'objet, leur faciès marginaux peuvent montrer localement une fabrique planaire orientée conformément aux plans S_2 . Ces fabriques relèvent des stades compressifs de la déformation D_2 dans la formation de Lalla Tittaf, alors qu'elles sont engendrées par les stades extensifs tardi- D_2 dans la Z.C.O.Z.

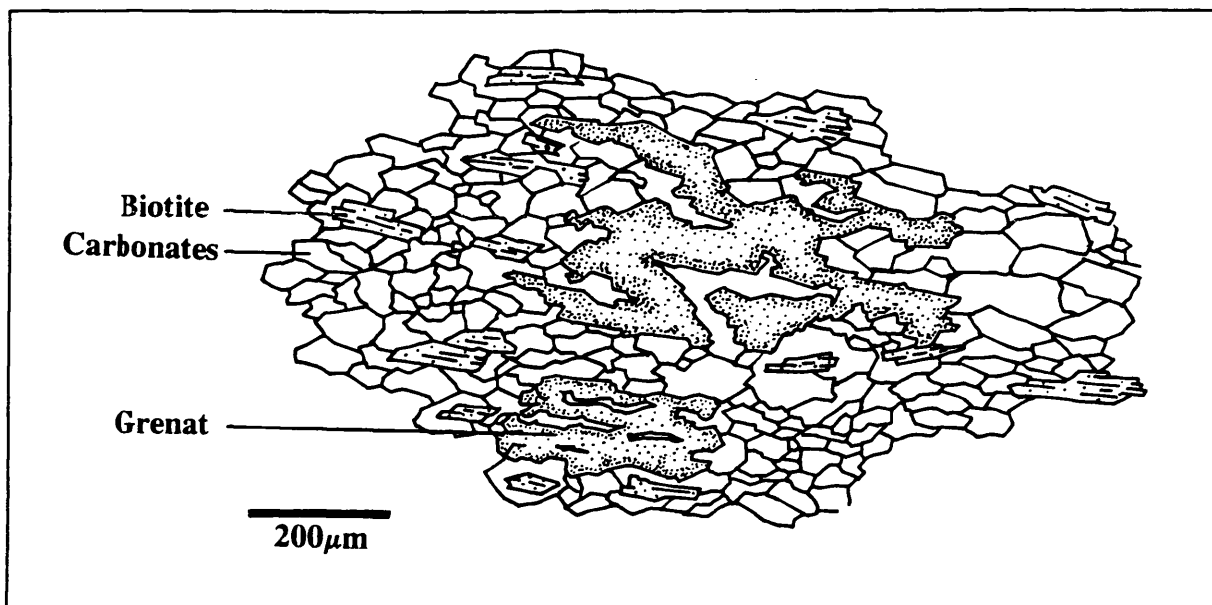


Fig.59. Grenat tardi-schisteux des marbres de la formation de Lalla Tittaf.

V.4.2.5.1. Caractéristiques microstructurales

Les carbonates

Ils recristallisent dans les faciès centraux ou définissent les plans d'anisotropie planaire des

faciès marginaux qui sont relativement plus affectés par la déformation D_2 .

La muscovite, la biotite et la chlorite

Dans les faciès périphériques relativement plus affectés par la composante de cisaillement, la muscovite et la biotite définissent grossièrement les plans S_2 . La chlorite, quant à elle, n'est produite que postérieurement à l'étape métamorphique prograde au détriment des biotites.

Le grenat

Il a été rencontré localement dans les faciès marginaux des marbres de la formation de Lalla Tittaf. Sa disposition orientée, avec un grand axe parallèle à la foliation grossière de la roche (Fig.59), lui confère un caractère syn à tardi-schisteux.

Le quartz et le plagioclase

Ces minéraux sont généralement de nature détritique. Ils se présentent en cristaux subarrondis à anguleux, fréquemment microfracturés et montrant le plus souvent des extinctions ondulentes. Rarement ils recristallisent ou définissent les plans S_2 .

	Anté-D ₁ et D ₂	D ₂	Post-D ₂
Carbonates			
Muscovite			
Chlorite			
Biotite			
Grenat			
Quartz			
Plagioclase			

Fig.60. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des marbres de la formation de Lalla Tittaf et de la Z.C.O.Z

V.4.2.6. Calcschistes

La blastèse des différentes phases minéralogiques des calcschistes de la formation de Lalla Tittaf sera calée par rapport aux plans S_2 engendrés par les stades compressifs de la déformation D_2 .

V.4.2.6.1. Caractéristiques microstructurales

Les carbonates

Dans le cas où ils ne soulignent pas les plans S_2 , situation très fréquente dans les domaines pauvres en minéraux phyllosilicatés, ces minéraux s'annoncent sous forme de grains idio à subidiomorphes, à points triples de recristallisation.

La muscovite, la chlorite et la biotite

La biotite et la muscovite marquent les plans de schistosité S_2 ; elles se concentrent souvent en lits minces séparés par des domaines compétents essentiellement carbonatés. La muscovite continue souvent de cristalliser postérieurement à la déformation D_2 sous forme de lépidoblastes qui recoupent en tout sens les plans S_2 .

Quant à la chlorite, elle n'est produite que tardivement au dépens des transformations rétrogrades des biotites.

Le quartz et le plagioclase

Comme dans le cas des carbonates, ces minéraux recristallisent dans les domaines Q ou s'aplatissent entre les plans de foliation S_2 dans les domaines M adjacents.

	D ₂	Post-D ₂
Carbonates		
Muscovites		
Chlorites		
Biotites		
Ilménites		
Quartz		
Plagioclases		

Fig.61. Diagramme déformation-blastèse des phases minéralogiques des calcschistes de la formation de Lalla Tittaf.

V.5. EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE

La combinaison de l'étude structurale avec les résultats géothermobarométriques et les chemins P-T-t, quantifiés dans le chapitre VII, fait ressortir deux épisodes tectonométamorphiques M_1 et M_2 dans l'ensemble du secteur étudié.

Au plan thermique, l'épisode M_1 s'identifie comme une évolution métamorphique prograde qui est responsable de la zonation métamorphique barroviennne dont l'intensité maximale, traduite en termes de faciès métamorphiques, est établie dans la partie supérieure à moyenne du faciès des amphibolites. Les assemblages métamorphiques déterminés au cours de cet épisode dans l'ensemble des lithologies étudiées sont reportés dans les figures 62 à 65. Il est à signaler que les métapélites et semi-pélites de la formation de Jorf El Ahmar développent globalement les mêmes associations métamorphiques que celles de la formation des Skhour (Fig.62); elles ne s'en distinguent que par l'absence d'assemblages métamorphiques à chloritoïde dans la zone à chlorite et l'occurrence de ceux-ci dans la zone à grenat où ils s'annoncent avec la même association minéralogique mentionnée dans la table de la fig.62.

L'épisode M_1 peut être subdivisé en trois stades:

- Deux stades $M_{1,1}$ et $M_{1,2}$ responsables de l'engrossissement crustal manifesté au cours de la première et la majeure partie de la deuxième phases tectoniques.
- Un stade $M_{1,3}$ associé aux moments précoces de l'amincissement crustal contemporain des stades tardi- D_2 .

L'épisode M_2 s'identifie comme une évolution tectonométamorphique rétrograde contemporaine de la dénudation et du soulèvement de la chaîne. Il comprend deux stades:

- un stade $M_{1,4}$ associé au refroidissement du bâti orogénique au cours des stades relativement tardifs de l'extension crustale;
- et un stade $M_{1,4}$ contemporain du soulèvement de la chaîne par la troisième phase de plissement F_3 .

Zone à chlorite	Métagélites et semi-pélites: stp + mus + chl + qz ± plg + ilm ± rtl mus + chl + qz ± plg + ilm ± rtl mus + chl + ctd + qz + ilm
Zone à biotite	Métagélites et semi-pélites: bio + stp + mus + chl + qz ± plg + ilm ± rtl bio + mus + chl + qz ± plg + ilm ± rtl bio + mus ± stp + qz ± plg + ilm Métabasites: hbl ± act + plg + chl + ep + qz ± Cc + ilm ± rtl
Zone à grenat	Métagélites et semi-pélites: gr + bio + mus + chl + qz ± plg + ilm ± rtl gr + bio + mus + qz ± plg + ilm ± rtl Métabasites: hbl ± act + plg + chl + ep + qz + Cc + ilm ± rtl Roches calco-silicatées: hbl + plg ± ch ± ep + qz ± Cc + gr ± ilm + sph ± rtl
Zone à staurotide	Métagélites: sta + gr + bio + mus + qz + plg + ilm sta + bio + mus + chl + qz + plg + ilm

Fig.62. Assemblages métamorphiques déterminés, en fonction de la zonation métamorphique prograde des métagélites et semi-pélites, dans les différentes lithologies rencontrées dans la formation des Skhour. Mus, muscovite; chl, chlorite; bio, biotite; stp, stipnomélane; ctd, chloritoïde; gr, grenat; qz, quartz; plg, plagioclase; sta, staurotide; ep, épidote; cc, calcite; ilm, ilménite; rtl, rutile; sph, sphène; hbl, hornblende; act, actinote.

Zone à biotite	Métagélites et semi-pélites: bio + mus + chl + qz ± plg + ilm bio + stp + mus + chl + qz ± plg + ilm
Zone à grenat	Métagélites et semi-pélites: gr + bio + mus + qz ± plg + ilm gr + chl + mus + qz ± plg + ilm
Localités à staurotide	Métagélites: Sta + bio + mus ± chl + qz + plg + ilm ± rtl
Zone à staurotide et disthène	Métagélites et filons de quartz: ky + sta + bio + mus + qz + plg + ilm ± rtl ky + bio + mus + chl + qz + plg + ilm ± rtl (filons de quartz) ky + mus + chl + qz + plg + ilm (filons de quartz)

Fig. 63. Assemblages métamorphiques progrades déterminés dans les métagélites, les semi-pélites et les filons de quartz de la Z.C.K.M. Ky, disthène; les autres abréviations sont identiques à celles de la figure 62.

Cette subdivision ne prétend pas caractériser les stades de chaque épisode tectonothermal comme des événements tectonométamorphiques à répercussion thermique d'importance crustale; chaque stade fait partie intégrante d'un tout complexe correspondant à un seul cycle tectonométamorphique continu (épisode M_1 ou M_2).

V.5.1. Episode tectonométamorphique M_1

Stade $M_{1.1}$

Ce stade caractérise la formation des Skhour et celle de Jorf El Ahmar dont les structures régionales relèvent de la première phase tectonique qui est à l'origine de l'épaississement crustal engendré par le plissement F_1 . Il s'est traduit par l'individualisation d'une zonation métamorphique caractéristique du faciès des schistes verts et de celui des amphibolites, en l'occurrence une zone à chlorite, une zone à biotite, une autre à grenat et enfin une dernière à staurotide.

Dans la Z.C.K.M., la Z.C.O.Z. et les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf, le stade $M_{1,1}$ est presque complètement oblitéré par les cristallisations associées au deuxième épisode tectonique. Ses reliques sont localement préservés au niveau des charnières des microplis F_2 épargnés des processus de transposition; ils correspondent à des associations minéralogiques typiques d'un métamorphisme épizonal à chlorite et/ou biotite, à l'exception des assemblages de la Z.C.K.M. qui s'en distinguent par la cristallisation de la staurotide et du disthène.

Zone à chlorite	Métapélites et semi-pélites: stp + mus + chl + qz ± plg + ilm + rtl mus + chl + qz ± plg + ilm ± rtl
Zone à biotite	Métapélites et semi-pélites: bio + mus + chl + qz ± plg + ilm + rtl bio + stp + mus + chl + qz ± plg + ilm ± rtl bio ± stp + mus + qz ± plg + ilm ± rtl
Zone à grenat	Métapélites et semi-pélites: gr + bio + mus + chl + qz + plg + ilm ± rtl gr + bio + mus + qz ± plg + ilm + ± rtl ctd + mus + chl + qz + plg + ilm + rtl
Zone à staurotide	Métapélites: sta + mus + chl + qz + plg + ilm ± rtl sta + gr + bio + mus + qz + plg + ilm sta + bio + mus ± chl + qz + plg + ilm ± rtl sta + ctd + bio + mus + qz + plg + ilm (Z.C.O.Z.)
Localités à staurotide et disthène de la Z.C.O.Z.	Métapélites et filons de quartz: sta + gr + bio + mus + qz + plg + ilm ± rtl sta + bio + mus + qz + plg + ilm + rtl ky + sta + bio ± chl + mus + qz + plg + ilm ky + sta + mus + qz + plg + ilm + rtl ky + bio + mus + qz + plg + ilm ± rtl (filons de quartz)

Fig.64. Associations minéralogiques progrades caractérisant les métapélites et semi-pélites de la Z.C.O.Z. et des formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf. Les abréviations sont identiques à celles des figures 62 et 63.

A

Zone à biotite et zone à grenat	Marbres: carbonates + mus + qz + plg + ilm
Zone à staurotide	Métabasites: hbl + plg + qz + ilm

B

Zone à staurotide	Formation de Lalla Tittaf	Métabasites: hbl ± act + plg ± chl ± ep ± cc ± gr + qz + ilm ± sph ± rtl Orthogneiss: bio + mus + qz + plg + ilm bio + qz + plg + ilm bio + mus + chl + qz + plg + ilm Marbres: carbonates ± gr + bio + mus + qz + plg + ilm Calcschistes: carbonates + bio + mus + chl + qz + plg + ilm
--------------------------	----------------------------------	---

Fig.65. A, assemblages minéralogiques des métabasites et des marbres de la Z.C.O.Z.; B, assemblages métamorphiques progrades caractérisant les métabasites, les orthogneiss, les marbres et les calcschistes de la formation de Lalla Tittaf. Les abréviations sont identiques à celles de la fig.62.

Stade M_{1,2}

Il est associé aux stades compressifs pré à syn-D₂ qui ont conditionné un épaississement crustal contrôlé par le chevauchement des matériaux dévonien autochtones (formation de Kef El Mouneb) par la formation des Skhour, d'une part, et du secteur central par le secteur oriental,

d'autre part.

La tectonique compressive associée à ce stade caractérise régionalement les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf. Elle est à l'origine des perturbations thermiques régionales qui ont donné lieu à une zonation métamorphique barrovienne prograde. Cette zonation s'est exprimée par l'individualisation d'une zone à chlorite, une zone à biotite, une autre à grenat et enfin une dernière à staurotide.

En raison de l'importance des recrystallisations associées à la déformation extensive, qui ont presque complètement masqué les événements métamorphiques antérieurs, les structures D_2 compressives dans le reste des secteurs du massif ne sont conservées que localement; elles sont restreintes à la Z.C.K.M., la Z.C.O.Z., au cisaillement d'El Broumi et aux bandes de déformation syn- D_2 développées au voisinage immédiat de ces zones de cisaillement (parties basales et sommitales de la formation des Skhour et celle de Jorf El Ahmar et partie basale de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine). Exceptions faites des cristallisations du disthène dans la Z.C.O.Z. et de l'absence d'assemblages minéralogiques à chloritoïde syn- D_2 dans la Z.C.K.M et la formation des Skhour, les assemblages métamorphiques reliques associés aux stades compressifs de la déformations D_2 dans ces secteurs définissent également un métamorphisme barrovien qui s'est globalement traduit par les mêmes assemblages métamorphiques que ceux caractérisant les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf.

Stade $M_{1,3}$

Ce stade est associé à la tectonique extensive qui est surimposée à la tectonique compressive antérieure au cours des stades tardifs de la deuxième phase tectonique. Ce régime tectonique en extension a conditionné la mise en place finale de la formation des Skhour sur les matériaux dévonien autochtones de Kef El Mouneb, et des Rehamna orientaux sur le secteur central. Il s'est opéré à travers la mise en jeu de la Z.C.K.M., le cisaillement occidental de la Z.C.O.Z. et le cisaillement d'El Broumi.

Le stade $M_{1,3}$ coïncide avec les stades initiaux de l'extension crustale. Il a donné lieu aux cristallisations du disthène dans la Z.C.O.Z., alors que dans le reste des secteurs il s'est exprimé par les mêmes assemblages métamorphiques que ceux associés au régime tectonique en compression. Ces

assemblages marquent le paroxysme thermique régional qui s'est établi dans la partie moyenne (Z.C.O.Z. et Z.C.K.M.) à supérieure du faciès des amphibolites.

V.5.2. Episode tectonométamorphique M_2

Stade $M_{1,4}$

Il est associé à la majeure partie de l'extension crustale qui s'est manifestée postérieurement au pic thermique régional, et est principalement responsable de l'aspect fortement condensé des isogrades (voir c.h.t.). Bien qu'au plan thermique il s'identifie comme une évolution métamorphique rétrograde associée au refroidissement décompressif de la chaîne (ch.VII), ce stade s'exprime toujours avec les mêmes assemblages minéralogiques que les stades antérieurs. Ces faibles variations de températures lors du refroidissement du bâtis orogénique suggèrent que l'évolution rétrograde emprunte un chemin décompressif à pente relativement forte (ch.VII). L'évolution finale à basse pression de ce stade se distingue cependant par des cristallisations tardives de l'andalousite et peut être de la cordierite, qui sont associées au déséquilibre local de la structure thermique régionale par la mise en place des granites.

Stade $M_{1,5}$

Il est à l'origine du soulèvement de la chaîne par la troisième phase de plissement hercynien qui l'a ainsi livré à l'action de l'érosion. L'intensité de cette dernière est cependant modérée puisque le soulèvement s'est opéré à des pressions relativement basses.

L'évolution métamorphique rétrograde associée à ce stade s'est initiée à partir de la partie supérieure du faciès des amphibolites (cristallisations post- D_2 de la staurotide) et s'est achevée par des cristallisations épizonales typiques de la partie supérieure du faciès des schistes verts.

V.6. ISOGRADES

Ce chapitre s'annonce comme une conséquence directe de l'évolution tectonométamorphique.

Les zones métamorphiques du secteur sont limitées par des isogrades plissées par la troisième phase tectonique (voir c.h.t.). Elles sont localement affectées par la famille de décrochements D_3 orientés parallèlement aux axes des plis F_1 (voir c.h.t.).

D'après les études de la relation déformation-blastèse et de l'évolution tectonométamorphique, on conclut que la blastèse de la majeure partie des espèces minéralogiques associées au métamorphisme barrovien a continué de s'opérer postérieurement au pic thermique régionale établi lors des stades relativement précoces de la tectonique extensive tardi- D_2 : le développement d'assemblages minéralogiques syn et post-paroxysme thermique, reflétant une intensité métamorphique apparemment similaire, est rapporté à un refroidissement décompressif de la chaîne selon un chemin P-T à pente relativement forte. Le développement de certains assemblages métamorphiques, tels que ceux à chlorite, à biotite ou à staurotide, se trouve même prolongé jusqu'aux stades plus ou moins précoces de la troisième phase tectonique.

De ce qui précède, il ressort que la définition finale de la zone à chlorite, la zone à biotite et celle à staurotide est établie lors de l'évolution métamorphique rétrograde associée au refroidissement du bâtis orogénique. Ceci explique bien l'obliquité des isogrades des zones métamorphiques en question sur les tracés cartographiques de la Z.C.O.Z. et du cisaillement d'El Broumi à jeux contemporains de la déformation D_2 . Font exception à ceci la zone à disthène et celle à grenat. En effet, la porphyroblastèse du disthène (Z.C.K.M. et Z.C.O.Z.), bien que généralement antérieure (Z.C.K.M.) à contemporaine (Z.C.K.M. et Z.C.O.Z.) de la tectonique extensive, ne peut être en partie attribuée avec certitude au refroidissement décompressif de la chaîne. Quant au grenat, son isograde est par contre polychronique, en ce sens qu'elle présente un âge différentiel d'une formation tectonostratigraphique à l'autre. En effet, l'isograde du grenat de la formation des Skhour et celle de Jorf El Ahmar est essentiellement contemporaine de la déformation D_1 compressive. Dans les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf, la Z.C.O.Z., la Z.C.K.M. et le cisaillement d'El Broumi, la définition de l'isograde Gr+ relève du deuxième épisode tectonique: elle est essentiellement contemporaine des stades compressifs dans les premières formations, alors qu'elle est conditionnée par les stades extensifs tardi- D_2 au voisinage (parties sommitales et/ou basales

de la formation des Skhour, de Jorf El Ahmar et d'El Broumi-Ouled Hassine) et au niveau des zones de cisaillement. Dans ces dernières zones, il est difficile de préciser si la croissance ultime du grenat est contemporaine de l'évolution rétrograde associée aux stades relativement tardifs de l'extension crustale.

Si on fait abstraction du plissement des isogrades par la troisième phase de déformation, on constate que les zones métamorphiques définies lors du régime tectonique compressif présentaient une orientation initiale, globalement dirigée E-W, avec un pendage faible au N. Celles contemporaines des stades extensifs de la déformation D_2 , qui sont définies au niveau et près de la Z.C.O.Z., la Z.C.K.M. et le cisaillement d'El Broumi, sont parallèles aux tracés cartographiques des failles normales ductiles; elles sont donc sécantes sur les premières avec lesquelles elles s'intersectent. L'intersection de ces différentes générations d'isogrades peut expliquer en partie leur obliquité, et plus particulièrement la discordance apparente de l'isograde du grenat dont la définition ultime coïncide avec le jeu des zones de cisaillement, sur les tracés cartographiques de la Z.C.O.Z., du cisaillement d'El Broumi et de la Z.C.K.M.

La tectonique extensive tardi- D_2 a résulté en une forte condensation des isogrades. Les distances relativement faibles de l'ordre de 5Km (1.4 Kbars), séparant la zone à chlorite de celle à staurotide ou des localités à staurotide et dithène (voir c.h.t.), rendent compte de cette condensation qui est particulièrement spectaculaire dans la Z.C.K.M., où le passage de la zone à biotite à celle à staurotide et dithène s'effectue sur une distance de l'ordre de 250 à 300 m (voir c.h.t.).

V.7. ANALYSE DE L'ESPACE REACTIONNEL

Cette étude va concerner uniquement les lithologies pélitiques et semi-pélitiques qui montrent une succession zonéographique continue et régionale, donc adéquate pour traiter l'évolution réactionnelle en fonction de l'incrément de l'intensité du métamorphisme.

V.7.1. Diagrammes AFM

En l'absence d'analyses chimiques sur roche totale, un certain nombre d'assimilations concernant la composition chimique des métapélites seront avancées avant d'aborder les caractéristiques topologiques dans le système KFMASH (Thompson, 1957).

Selon Albee (1965, 1972), la composition chimique commune des métapélites du faciès des schistes verts se projette au dessous du joint grenat-Chlorite, de telle manière que la biotite ne peut être associée à une phase relativement riche en aluminium, en l'occurrence le chloritoïde. Ceci se traduit par le schéma zonéographique commun composé de la succession des zones suivantes: une zone à chlorite, une zone à biotite et une autre à grenat. Dans le faciès des amphibolites, l'incrément de l'intensité du métamorphisme donne lieu, généralement après la déstabilisation du chloritoïde, à la compatibilité de la biotite avec les autres phases alumineuses (staurotides et silicates d'alumine). Toutefois, d'après cet auteur, l'association chloritoïde+biotite peut être localement stable dans la partie inférieure du faciès des schistes verts, après la destruction du joint grenat-chlorite à basse pression. Selon Spear et Cheney (1989), Wang et Spear (1991) et Spear (1993), le champ de stabilité de cette association, qui est principalement dépendant de la composition chimique des roches, peut par contre couvrir, dans le cas de métapélites relativement riches en fer ($Fe/Fe+Mg+Mn=0.6$), un champ de pressions correspondant à un métamorphisme de moyenne P/T, à des températures relativement faibles.

L'absence d'une zone à chloritoïde dans les Rehamna est conforme au schéma zonéographique, et donc à la composition chimique commune des métapélites, prévu par le modèle d'Albee, puisque l'occurrence du chloritoïde est locale et est restreinte à certaines métapélites relativement alumineuses et riches en fer.

La fig.66 illustre la majeure partie de la séquence réactionnelle essentiellement prograde, qui

s'est manifestée dans les métapélites et semi-pélites. Les principales réactions métamorphiques déterminées sont les suivantes:

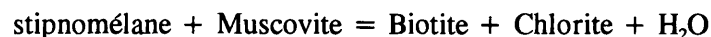
- la réaction de disparition du stipnomélane;
- la réaction d'apparition de la biotite;
- la réaction d'apparition du grenat;
- la réaction d'apparition de la staurotide;
- la réaction d'apparition du disthène.

Le choix des réactions métamorphiques sera soutenu par des critères pétrographiques, minéralochimiques et/ou microstructuraux.

Les réactions qui sont à l'origine des apparitions ponctuelles du disthène dans la Z.C.O.Z. sont difficiles de déterminer, notamment celles du chloritoïde dont l'occurrence est tellement rare qu'il n'a pas été possible de les préciser.

V.7.1.1. Réaction de disparition du stipnomélane

La disparition de ce minéral fait intervenir comme réactants principaux le feldspath potassique, la chlorite et la muscovite. L'absence du premier minéral dans les phyllades et micaschistes des Rehamna implique que la biotite se développe au dépens du sipnomélane selon la réaction de type (Ernst, 1963; Mather, 1970; Brown, 1975; Turner, 1981):

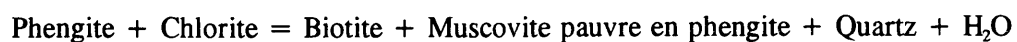


V.7.1.2. Réaction d'apparition de la biotite

Plusieurs réactions ont été proposées pour expliquer l'apparition de la biotite. Ces réactions mettent en jeu le feldspath potassique, la chlorite, le stipnomélane et la muscovite. L'implication du premier minéral dans les réactions à biotite des Rehamna est écartée en raison de son absence dans les métapélites et semi-pélites.

La participation du stipnomélane à la production de la biotite est d'intérêt secondaire, puisque ce minérale n'est pas assez abondant pour être à l'origine de toute une zone à biotite.

La biotite s'est donc principalement développée aux dépens de la chlorite et de la muscovite dont les quantités modales diminuent au passage de la zone à chlorite à la zone à biotite. Il s'agit en fait d'un ensemble de réactions qui diffèrent les unes des autres par le contrôle qu'elles exercent sur la composition chimique des phases réactantes. Les données analytiques disponibles sur les chlorites et les muscovites des métapélites de la zone chlorite et celle à biotite sont malheureusement assez fragmentaires pour préciser les réactions qui ont eu lieu. On avance toutefois la réaction continue suivante qui est généralement la plus commune (Yardley, 1989):

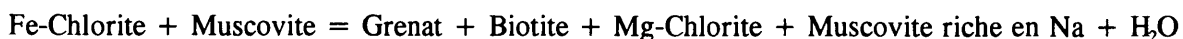


V.7.1.3. Réactions d'apparition du grenat

Le passage de la zone à biotite à la zone à grenat est marqué par :

- La diminution de la quantité modale de la chlorite, qui est parfois absente dans les associations métamorphiques à grenat, et son enrichissement en Mg (ch. VI).
- La diminution du contenu en céladonite de la muscovite et son enrichissement en Na (ch. VI).
- L'augmentation relative de la quantité modale de la biotite et son enrichissement en Mg (ch. VI).

Ces observations sont conformes à celles de Guidotti (1978) qui propose la réaction continue suivante pour l'apparition du grenat (Fig.66):



V.7.1.4. Réactions d'apparition de la staurotide

Une partie de la staurotide est produite par la réaction continue de type (Albee, 1965):

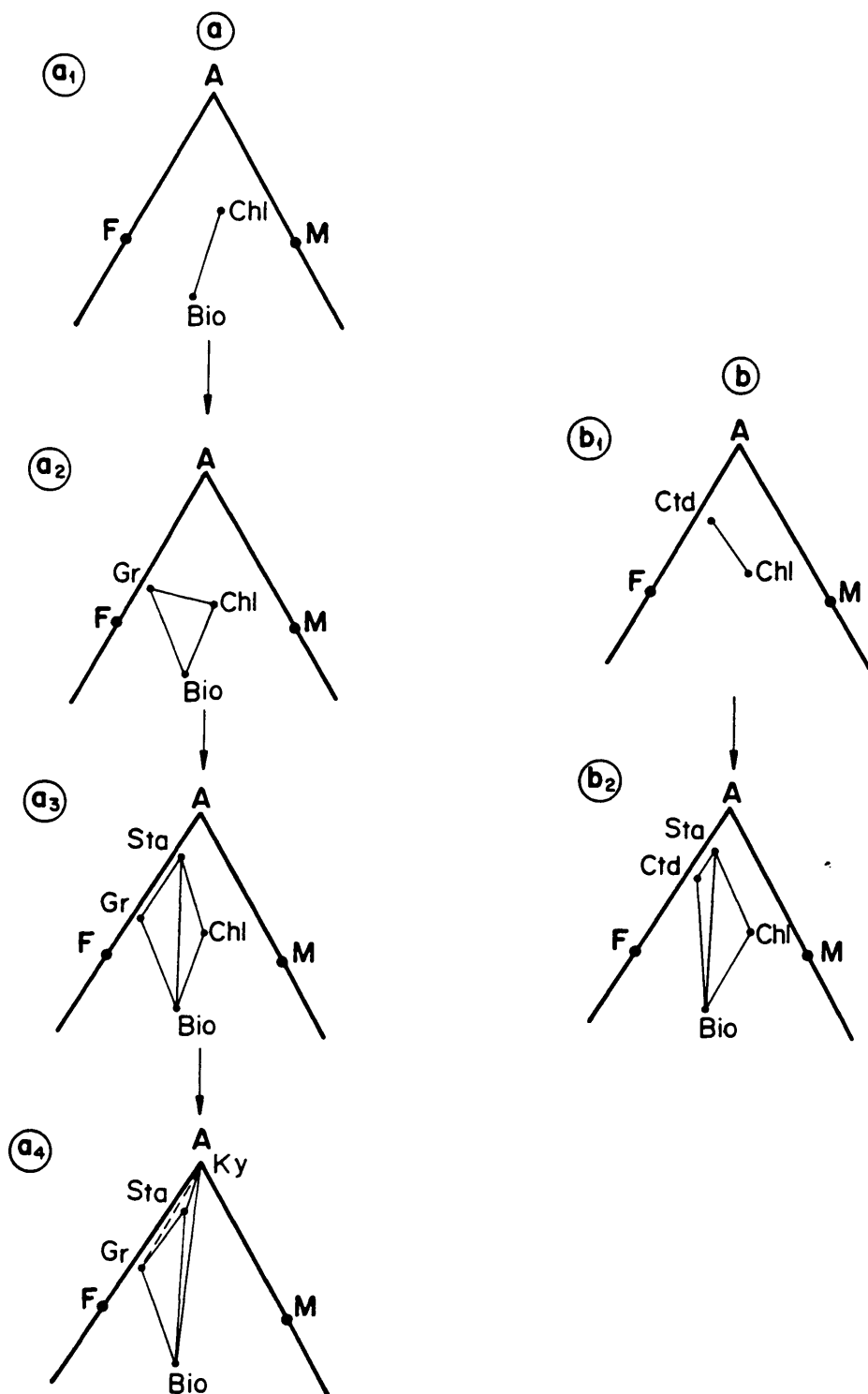
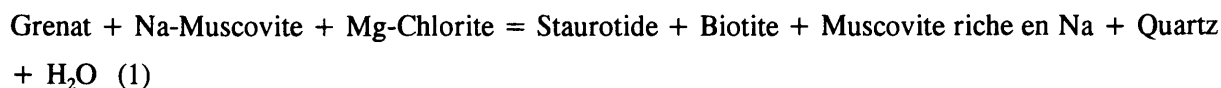


Fig.66. Diagrammes AFM illustrant la séquence métamorphique barroviennne essentiellement prograde dans les Rehamna. a, séquence régionale; b, séquence locale montrant les associations métamorphiques à chloritoïde dans la zone à chlorite et celle à grenat (b₁) et au niveau de l'isograde de la staurotide (b₂). Chl, chlorite; bio, biotite; gr, grenat; sta. staurotide; Ky, disthène; ctd, chloritoïde. Traits discontinus, associations métamorphiques non observées mais susceptibles d'exister.

discontinu (Albee, 1965):

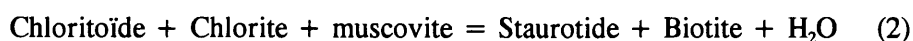


Cette réaction, exprimée essentiellement en fonction de la variation de la composition chimique des muscovites, s'annonce sous la forme suivante (Bailey, 1984):



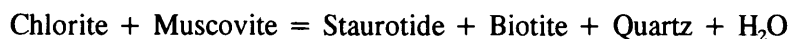
La validité de cette réaction est révélée par les inclusions plus ou moins partielles de quelques grenats à l'intérieur des staurotides post-D₂. Il s'agit donc d'une réaction rétrograde associée au refroidissement à basse pression de la chaîne lors de la troisième phase de plissement F₃.

La réaction 1 est combinée à une autre, d'importance locale, faisant intervenir le chloritoïde comme phase réactante principale au niveau de l'isograde de la staurotide des Rehamna orientaux et de la Z.C.O.Z. Il s'agit de la réaction discontinue (Albee, 1965):

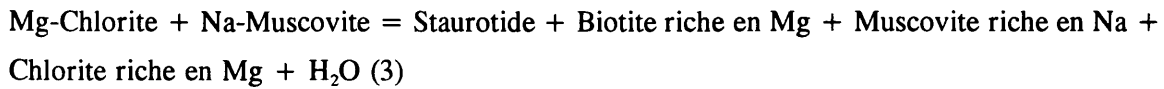


La réaction 2 rend compte de la coexistence à l'échelle d'une même lame mince des assemblages métamorphiques chl+ctd+sta et chl+bio+sta qui traduisent donc une texture réactionnelle dans laquelle le chloritoïde, qui est présent en faible quantité sous forme de grains xénomorphes de petite taille, est déstabilisé au profit de la biotite et la staurotide.

L'apparition de la staurotide est principalement contrôlée par la réaction continue de type (Hoschek, 1967, 1969; Ganguly, 1968):



Cette réaction, traduite en fonction de la variation de la composition chimique des micas, devient (Bailey, 1984):



La validité de la réaction 3 est soutenue par:

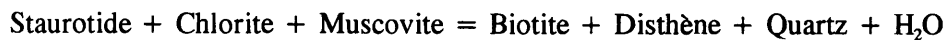
-La diminution significative de la quantité modale de la chlorite, qui fait souvent défaut dans la partie inférieure de la zone à staurotide, et son enrichissement en Mg par rapport à celles des métapélites des zones relativement peu métamorphiques (ch. VI).

-L'abondance de la biotite qui est relativement plus riche en Mg que celle de l'épizone supérieure (ch. VI).

-La diminution de la quantité modale des muscovites de la zone à staurotide et leur enrichissement en Na par rapport à celles des zones métamorphiques du faciès des schistes verts.

V.7.1.5. Réaction d'apparition du disthène

La succession paragénétique traduisant le passage de la zone à staurotide à la zone ou aux localités à staurotide et disthène (Fig.66) implique la formation du disthène selon la réaction discontinue (Guidotti, 1970):



L'occurrence du disthène coïncide généralement avec l'isograde (Z.C.O.Z.) ou les localités (Z.C.K.M.) de la staurotide (voir c.h.t.). Cette coïncidence résulte de la condensation des zones métamorphiques à la suite de l'amincissement crustal engendré par la tectonique extensive tardi-D₂.

VI.GEOCHIMIE MINERALE

VI.1. INTRODUCTION

Les analyses chimiques ont été effectuées aux microsondes électroniques CAMEBAX à trois spectromètres du laboratoire N° 10 du C.N.R.S. de Clermont-Ferrand (France) et de la Faculté des Sciences d'Oviedo (Espagne) (ch.I). L'ensemble de ces analyses ainsi que la carte de localisation des différents échantillons analysés sont reportés dans l'annexe de ce mémoire. La nomenclature des analyses reportées dans les tables est la suivante: le premier numéro correspond à celui de l'échantillon; le minéral analysé est indiqué par des abréviations composées de deux à trois lettres. Le deuxième numéro se réfère à la phase appartenant à la même espèce minéralogique; en quatrième position se situe un numéro, une lettre ou un numéro précédé d'une lettre correspondant au nombre d'analyses réalisées dans la même phase minéralogique. Dans ce dernier cas, les lettres B et C indiquent les analyses des bords et du centre du minéral analysé.

L'étude minéralochimique va porter essentiellement sur les minéraux principaux des lithologies pélitiques à semi-pélitiques et des metabasites des Rehamna orientaux, de la Z.C.O.Z. et de la formation des Skhour, ainsi que sur les phases minérales des roches calco-silicatées de cette dernière formation.

Lorsque la nécessité de l'étude l'exige, un bref rappel des caractéristiques pétrostructurales des phases minéralogiques de chaque type lithologique, accompagné d'une mention de la méthode de calcul utilisée, sera annoncé avant d'aborder leur étude minéralochimique.

VI.2. LITHOLOGIES PELITIQUES ET SEMI-PELITIQUES

Afin de caractériser l'évolution chimique des assemblages minéralogiques avec l'intensité du métamorphisme, l'étude minéralochimique des différentes phases constituant les lithologies pélitiques à semi-pélitiques sera abordée en fonction de la zonéographie métamorphique établie dans les différents domaines tectono-stratigraphiques du secteur étudié. Pour ce faire, les analyses chimiques ont été effectuées sur les minéraux principaux de chaque zone métamorphique, en l'occurrence le grenat, la muscovite, la biotite, la chlorite, la staurotide, le rutile, l'ilménite et le plagioclase. Ces

analyses n'ont cependant porté que sur les minéraux susceptibles d'être utilisés dans l'étude géothermobarométrique.

VI.2.1. Grenat

A titre de rappel, les grenats des lithologies pélitiques à semi-pélitiques de l'ensemble du secteur étudié se présentent en deux générations: une génération contemporaine de la première phase tectonique et une autre syn-schisteuse par rapport aux fabriques planaires S_2 .

La porphyroblastèse des grenats associés au régime tectonique compressif (déformation D_1 et stades relativement précoces de la déformation D_2) est une fonction différentielle du temps (c.a.d. la déformation) et de l'intensité du métamorphisme (ch.V): les grenats de la zone à staurotide et de la partie inférieure de la zone à grenat, pré à syn-schisteux, sont relativement précoces par rapport à ceux syn à tardi-schisteux de l'isograde $Gr+$.

Les formules chimiques des deux générations (syn- D_1 et syn- D_2) de grenat analysés a été calculée sur la base de 12 oxygènes, tout en utilisant dans le calcul de leurs termes finaux les plus communs (almandin, spessartine, pyrope, grossulaire, uwarovite et andradite) la norme de Knowles (1987) qui est basée sur la méthode de Rickwood (1968) (tables 1.1 à 1.21). Le même principe de calcul sera utilisé dans le cas des grenats des metabasites et des roches calco-silicatées. Sachant que la symétrie de zonation des grenats peut être affectée par leur croissance en contexte rotationnel (Thompson et al., 1977), nous avons choisi des grenats incluant une schistosité interne à géométrie la moins discordante possible sur les fabriques planaires externes.

VI.2.1.1.Composition

VI.2.1.1.1. Grenats contemporains de la déformation D_1

Formation des Skhour

Les compositions chimiques moyennes des coeurs et des bords des grenats sont respectivement:

Alm_{65.85} Spe_{19.29} Pyr_{6.11} Gros_{7.99} Uw_{0.17} Andr_{0.58}

et

Alm_{69.71} Spe_{16.58} Pyr_{6.54} Gros_{5.06} Uw_{0.07} Andr_{2.01}

La croissance des grenats syn-D₁ est donc prograde, en ce sens qu'elle est accompagnée d'une augmentation des teneurs en almandin et en pyrope et d'une diminution de celles en spessartine et en grossulaire.

Les analyses de ces minéraux ont porté sur les grenats tardi à syn-schisteux de l'isograde Gr+ et de la partie supérieure de la zone à grenat et sur ceux pré à syn-schisteux de la partie inférieure de cette dernière zone et de la zone à staurotide. Les compositions moyennes des bords et des centres des premiers grenats (tables 1.1 et 1.2) sont supérieures à celles des grenats pré à syn-schisteux (tables 1.3 et 1.6) en spessartine et en grossulaire, alors qu'elles montrent des teneurs nettement inférieures en almandin et en pyrope.

L'appauvrissement des centres et des bords des grenats en spessartine et leur enrichissement en almandin et en pyrope parallèlement à l'incrément de l'intensité du métamorphisme est aussi valable si on compare les grenats de la partie inférieure de la zone à grenat (table 1.3) avec ceux de la zone à staurotide (table 1.6).

Formation de Jorf El Ahmar

En raison des rétrogradations intenses qui ont affecté les grenats de la zone à staurotide, les analyses n'ont porté que sur ceux appartenant à leur propre zone métamorphique. Les compositions moyennes des centres et des bords de ceux-ci sont respectivement:

Alm_{53.75} Spe_{27.36} Pyr_{2.29} Gros_{15.22} Uw_{0.01} Andr_{1.35}

et

Alm_{61.62} Spe_{21.06} Pyr_{3.16} Gros_{13.35} Uw_{0.01} Andr_{0.77}

De la variation de la composition chimique des grenats syn-D₁ (tables 1.4 et 1.5), avec des bords plus riches en almandin et en pyrope que les coeurs qui présentent par contre des teneurs relativement plus élevées en spessartine et en grossulaire, il s'avère que leur croissance est le résultat d'une évolution métamorphique prograde.

Le grenat tardi-schisteux de l'isograde est moins riche en FeO et MgO (table 1.4) que celui syn-schisteux de la partie interne de la zone (table 1.5). Ces différences de composition suggèrent une croissance des grenats sous des températures différentielles qui augmentent avec l'incrément de la profondeur et donc de l'intensité du métamorphisme.

Les compositions moyennes des bords et des centres des grenats de la zone à grenat de la formation des Skhour sont relativement plus riches en almandin et en pyrope, et plus pauvres en grossulaire et en spessartine que celles des grenats de la formation de Jorf El Ahmar. Cette différence de composition suggère que les métapélites de la première formation ont subi un métamorphisme syn-D₁ plus intense que celui du secteur oriental.

VI.2.1.1.2. Grenats contemporains de la déformation D₂

Formation des Skhour

Les grenats syn-D₂ analysés se localisent dans les métapélites relativement sommitales qui entrent en contact tectonique avec la Z.C.O.Z. Les analyses ont porté sur les grenats contemporains des stades compressifs de la déformation D₂ (tables 1.7, 1.15 et 1.16) et sur un grenat associé aux stades extensifs tardi-D₂ (table 1.8).

Grenats contemporains des stades compressifs

La composition moyenne des coeurs des grenats (Alm_{72.57} Spe_{14.34} Pyr_{5.63} Gros_{2.67} Uw_{0.05} Andr_{4.71}) est supérieure à celle des bords (Alm_{79.05} Spe_{7.01} Pyr_{7.56} Gros_{3.45} Uw_{0.80} Andr_{2.82}) en spessartine et, en moindres proportions, en grossulaire, alors qu'elle est par contre plus pauvre en almandin et en pyrope. La croissance de ces grenats est donc prograde et est conditionnée par des températures relativement supérieures aux températures de croissance des grenats contemporains de la déformation D₁.

Le chimisme des grenats de la zone à grenat et de celle à staurotide est globalement variable avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme. En effet, les grenats de la zone à staurotide (tables 1.15 et 1.16) sont plus riches en pyrope et plus pauvres en spessartine que ceux de la zone à grenat (table 1.7). Leurs teneurs en almandin sont par contre similaires, alors que les teneurs en grossulaire sont variables: les teneurs en CaO des bords des grenats de la zone à staurotide sont inférieures à celles des bords du grenat appartenant à sa propre zone métamorphique, alors que le coeur de ce dernier présente par contre des teneurs plus faibles que celles des centres des premiers grenats. Quant aux teneurs invariables en almandin, elles sont attribuées au fait que l'échantillon de la zone à grenat se situe à proximité de l'isograde de la staurotide.

Grenat contemporain des stades extensifs tardi-D₂

Ce grenat (table 1.8) appartient à la partie supérieure de la zone à grenat. Ses bords ($\text{Alm}_{60.36} \text{Spe}_{28.3} \text{Pyr}_{5.27} \text{Gros}_{6.43} \text{Uw}_{0.01} \text{Andr}_{0.23}$) et son coeur ($\text{Alm}_{60.13} \text{Spe}_{26.83} \text{Pyr}_{5.69} \text{Gros}_{7.10} \text{Uw}_{0.16} \text{Andr}_{0.09}$) ne montrent pas de variation chimique significative. Son développement sous un gradient chimique presque nul a été probablement contrôlé par une cinétique de croissance rapide qui s'est traduite par, d'une part, la taille relativement petite des grenats de cette génération, et d'autre part, l'absence de fabriques planaires internes.

Rehamna orientaux

Les grenats analysés (tables 1.9 à 1.12 et 1.17 à 1.19) sont associés aux stades compressifs de la déformation D₂. Ils appartiennent aux métapélites et semi-pélites des formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf. Les compositions moyennes de leurs coeurs et leurs bords sont respectivement:



et



Leurs bords relativement plus riches en almandin et en pyrope, et plus pauvres en spessartine et en grossulaire que les coeurs suggèrent une croissance sous des conditions métamorphiques progrades.

Le chimisme de ces grenats varie à partir de la zone à grenat (tables 1.9 à 1.12) jusqu'à celle à staurotide (tables 1.17 à 1.19), avec une évolution croissante des teneurs en almandin et en pyrope, et décroissante des teneurs en spessartine et en grossulaire.

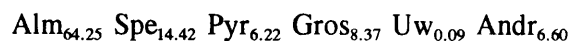
De la comparaison du chimisme de ces grenats avec celui des grenats syn-D₂ de la formation des Skhour qui sont relativement plus riches en almandin et en pyrope et plus pauvres en spessartine et en grossulaire, il s'avère que la croissance des grenats est contrôlée par une évolution thermique différentielle qui est relativement plus intense dans le secteur central (formation des skhour). Ces différences thermiques entre les deux secteurs sont conformes à la disposition structurale des Rehamna orientaux au sommet de l'édifice structural du secteur étudié.

Zone de cisaillement de Ouled Zednes

Les analyses des grenats sont reportées dans les tables 1.13, 1.14, 1.20 et 1.21; elles ont porté sur les grenats syn-schisteux par rapport aux fabriques planaires S₂ engendrées par la tectonique extensive tardi-D₂. Les compositions moyennes des coeurs et des bords de ceux-ci sont respectivement:



et



De même que dans les autres secteurs, les différences des compositions chimiques moyennes des bords et des coeurs de ces grenats suggèrent une croissance sous un climat métamorphique prograde. Ces compositions évoluent également avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme, avec des teneurs en pyrope et en almandin plus élevées dans les grenats de la zone à staurotide (tables 1.20 et 1.21) que dans ceux de la zone à grenat qui sont par contre plus riches en spessartine

et en grossulaire (tables 1.13 et 1.14).

La comparaison des compositions moyennes des bords et des coeurs des grenats de la zone à grenat avec celles du grenat contemporain des stades extensifs tardi-D₂ dans la formation des Skhour montre que la croissance de ce dernier est relativement de plus haute température. En effet, celui-ci présente des teneurs en pyrope et en almandin relativement élevées et des compositions en grossulaire plus faibles que celles des grenats de la Z.C.O.Z. Quant aux différences des teneurs en spessartine, elles sont par contre peu significatives.

VI.2.1.2. Zoning

VI.2.1.2.1. Introduction

Au plan réactionnel, l'implication de la chlorite comme phase réactante principale dans les réactions à grenat (ch.V.5) confirme la haute variance de ces dernières tout en prédictant une zonation de croissance des grenats de type continue.

Deux modèles sont avancés pour interpréter le zoning de croissance continue:

- Le modèle de fraccionation isothermique (Hollister, 1966) selon lequel un élément chimique, provenant d'un reservoir homogène, est isothermiquement reparti et isolé à l'intérieur du grenat en train de se développer. Ce reservoir s'appauvrit progressivement en l'élément en question au fur et à mesure que le grenat se développe.
- Le modèle de repartition des réactions (reaction-partitioning model)(Kretz, 1973; Trzcinski, 1977) selon lequel la surface de croissance des grenats est contrôlée par, d'une part, un équilibre multivariant à un ou plusieurs réactants, et d'autre part, la variation prograde ou rétrograde de la température et/ou de la pression qui altère le coefficient de répartition des éléments (Cygan et Lasaga, 1982; Loomis, 1982; Spear et Selverstone, 1983).

Le premier modèle est avancé par Hollister (1966, 1969) dans le cas des grenats de British

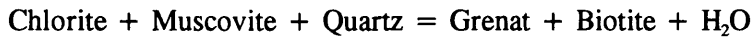
Columbia qui ont subi une croissance rapide à la suite d'un réchauffement brutal conditionné par un métamorphisme de contact. Son application à la croissance des grenats du métamorphisme régional, qui est en principe conditionnée par des variations thermobarométriques considérables, est prise sous réserve. Le développement des grenats des Rehamna en contexte rotationnel indique que leur croissance est plus lente que la déformation hercynienne dont ils ont enregistré ses différents stades incrémentaux sous forme de schistosité interne. Ce critère microstructural suggère en première analyse que les gradients de composition chimique enregistrés dans la plupart des cas par les grenats sont établis à la suite de variations thermobarométriques assez significatives pour écarter le modèle de Hollister (1966) qui est en principe conçu pour des réactions à grenats isothermiques et rapides. Exception faite des grenats de l'isograde Gr+ dont le développement est contrôlé par une cinétique de croissance relativement rapide, les estimations géothermobarométriques (ch.VII) montrent effectivement que la croissance des grenats est accompagnée de variations significatives de température et de pression.

VI.2.1.2.2. Grenats contemporains de la déformation D₁ **Formation des Skhour**

Ces grenats montrent généralement un enrichissement vers les bords en FeO et, en proportions plus ou moins importantes, MgO accompagné d'une diminution des teneurs en MnO (Figs. 68 et 69). L'évolution de CaO, bien que irrégulière, se fait globalement dans le même sens que MnO. Le rapport atomique Fe/Fe+Mg reste constant dans le cas des grenats de l'isograde Gr+ ou diminue légèrement vers les bords.

En faisant pour le moment abstraction des inversions de zoning sur les bords externes des grenats, la zonation régulière de ceux-ci (Figs.68 et 69) et l'absence de zones texturales suggèrent que leur croissance est de type continue et est le résultat d'un seul événement tectonométamorphique prograde.

L'incrément de FeO, la diminution de MnO et l'enrichissement limité en MgO du centre des grenats vers les bords est conforme à la réaction métamorphique continue qui leurs a donné naissance, où la chlorite est impliquée comme phase réactante principale. Il s'agit de la réaction de type:



La géométrie des profils chimiques, notamment ceux d'almandin et de spessartine, a permis de distinguer deux types de zonation dans la zone à grenat: une zonation accusée, reflétant une fraccionation intense de spessartine et d'almandin (Fig.69), et une autre à courbes aplaties, traduisant un gradient de composition relativement faible (Fig.68). La première zonation est développée par les grenats pré à syn-schisteux de la partie interne de la zone, alors que la seconde est typique des grenats syn à tardi-schisteux de l'isograde Gr+.

Au plan thermique, ces différences de géométrie des courbes de zoning peuvent être interprétées comme le résultat d'une évolution différentielle des isogrades, donc des isothermes ou des réactions métamorphiques à grenat, avec la profondeur.

En effet, la croissance des grenats appartenant à la partie interne de la zone a enregistré la remontée verticale et progressive des isothermes en fonction du temps (c.a.d. la déformation) et de l'incrément de l'intensité du métamorphisme, qu'elle a condensé en des gradients de composition accusés.

Le déplacement des isothermes avec la déformation D_1 près de l'isograde est par contre faible, puisque cette partie de la zone correspond à la limite supérieure du champ de stabilité du grenat. Les variations des conditions physiques, notamment de la température, sont donc faibles et partant, les réactions métamorphiques sont limitées. Ceci s'est traduit par:

- l'établissement de profils de zoning relativement aplatis;
- un rapport atomique Fe/Fe+Mg constant à travers tout le grenat;
- l'apparition de grenats de petite taille;
- une géométrie de la schistosité interne ayant les mêmes directions structurales que les plans d'anisotropie externe.

L'autre possibilité à envisager est celle d'un effet d'homogénéisation limitée des grenats de l'isograde. Cette éventualité, qui est en principe valable à partir de la partie moyenne à inférieure du

faciès des amphibolites (Kretz, 1973; Loomis et Nimick, 1982), est écartée pour les raisons suivantes:

- les grenats en question appartiennent au faciès des schistes verts, et plus précisément à la partie supérieure de la zone à grenat;
- les grenats de la zone à staurotide et de la partie interne de la zone à grenat ne montrent pas d'effets d'une telle homogénéisation partielle;

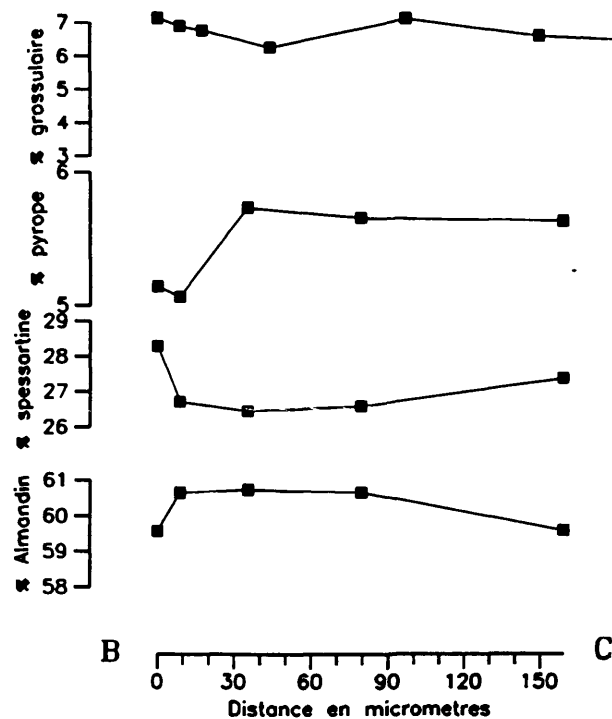


Fig.68. Profils chimiques de zoning des grenats syn-D₁ de l'isograde Gr+ de la formation des Skhour.

-les bords des grenats présentent, à l'encontre de la zonation inverse retrograde prévue postérieurement au processus d'homogénéisation, une légère zonation prograde traduite par une augmentation des teneurs en pyrope.

Le zoning du grenat de la partie inférieure de la zone à staurotide est assez différent de celui

des grenats localisés à l'intérieur de leur propre zone: ses profils chimiques montrent un léger gradient de composition, à l'exception du pyrope qui présente un profil nettement accusé (Fig 69b). L'interprétation de ce zoning en terme d'homogénéisation partielle présente des difficultés résidant

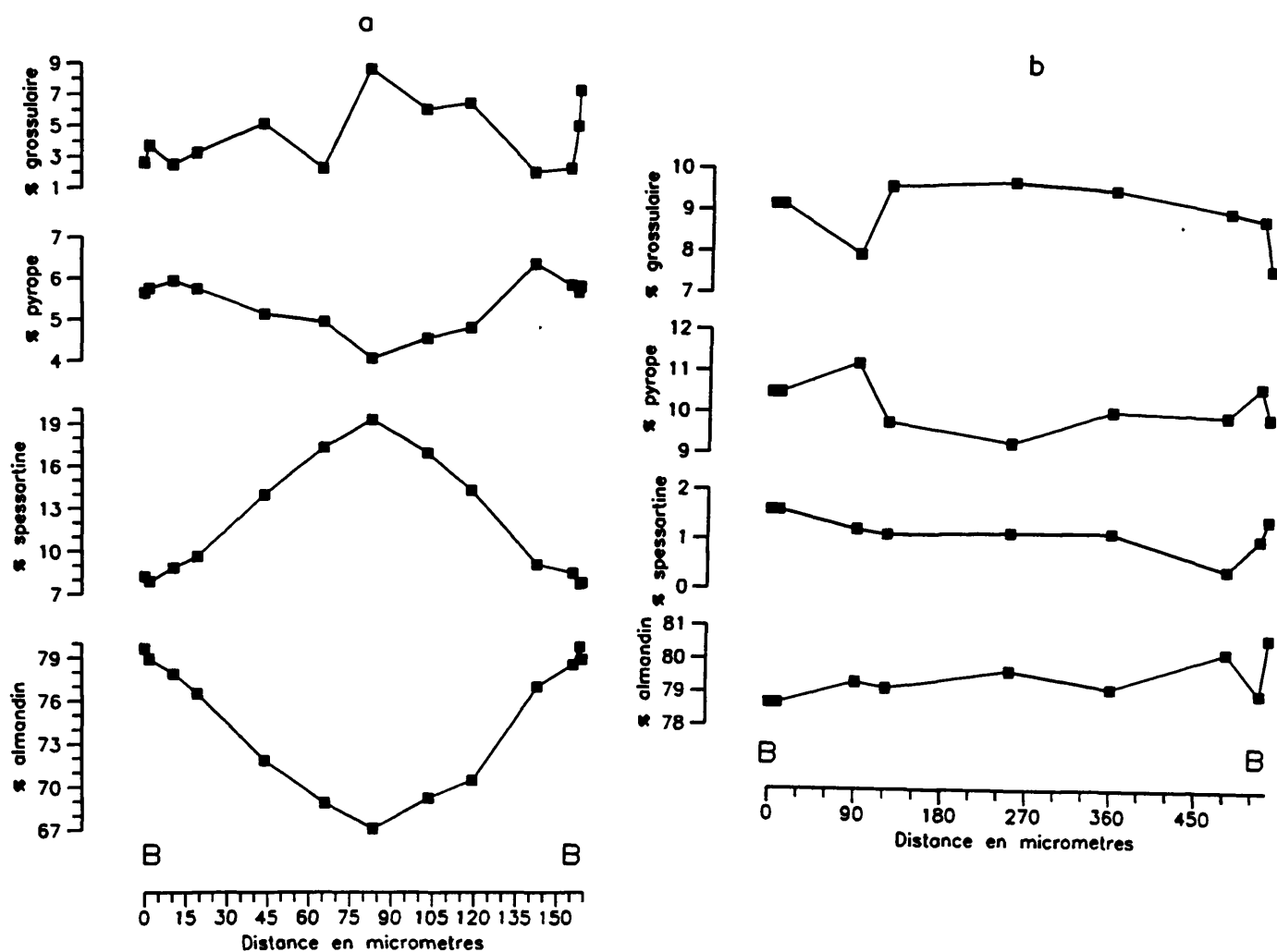


Fig.69. Profils chimiques de zoning des grenats syn-D₁ de la partie interne de la zone à grenat (a) et de la zone à staurolite (b) de la formation des Skhour.

principalement dans l'absence d'une zonation inverse rétrograde, qui devrait être en principe établie

postérieurement au pic métamorphique responsable du processus d'homogénéisation, sur les bords des grenats. Le zoning de ce grenat est marqué par contre par une diminution du rapport Fe/Mg vers les bords, qui plaide en faveur d'une zonation de croissance de type continu. L'individualisation d'un tel zoning a été probablement contrôlée par un équilibre multivariant dans lequel la composition et la quantité modale de la chlorite ont changé avec la variation des conditions thermobarométriques, et plus particulièrement de la température. En effet, les chlorites de la zone à staurotide sont modalement insignifiantes et sont déjà appauvries en fer et manganèse. Et partant, leur consommation dans les réactions à grenat s'est traduite par l'individualisation de gradients chimiques atténués en almandin et en spessartine, et relativement accusés en pyrope.

Ceci n'est pas le cas, comme on le verra juste après, des grenats syn-D₂ de la zone à staurotide qui présentent des profils de zoning relativement accusés. Ces grenats sont en fait localisés au niveau de l'isograde Sta+, où les chlorites sont encore présentes en quantités modales relativement considérables. Ce n'est pas le cas non plus des grenats de la zone à staurotide de la Z.C.O.Z. et du secteur oriental, où les chlorites se présentent en quantités relativement plus élevées que dans le secteur central.

Formation de Jorf El Ahmar

Les grenats présentent des gradients de composition consistant en l'incrément vers les bords des teneurs en pyrope et, en moindres proportions, en almandin accompagné d'une diminution des teneurs en spessartine et en grossulaire (Fig. 70). Le rapport atomique Fe/(Fe+Mg) reste constant dans le grenat de l'isograde Gr+ ou diminue légèrement vers les bords du grenat de la partie interne de la zone. Leurs bords les plus externes montrent des inversions de zoning en FeO, MgO et MnO (Fig. 70).

L'évolution prograde, reflétée par ce zoning de type croissance continue est conforme au type de réaction métamorphique qui a donné naissance aux grenats. Il s'agit de la même réaction mentionnée précédemment dans le cas des grenats de la formation des Skhour.

Les morphologies des profils de zoning des grenats de l'isograde Gr+ et de la partie inférieure de la zone à grenat sont différentes: les grenats syn-schisteux de la zone présentent des profils qui traduisent un gradient de composition chimique accusé en spessartine et almandin

(Fig.70a), alors que ceux de l'isograde, tardi-schisteux, montrent des profils de zoning relativement plats avec de légères variations de composition (Fig.70b).

Ces différences de zoning entre les deux types de grenat expriment, comme dans la formation des Skhour, un déplacement différentiel des isothermes (donc variation de température) avec la profondeur. Ce déplacement, étant plus marqué dans les niveaux relativement profonds (partie interne de la zone à grenat), a donné lieu à des gradients chimiques accusés.

VI.2.1.2.3. Grenats contemporains de la déformation D₂

Le zoning des grenats syn-D₂, matérialisé par une évolution décroissante vers les bords des teneures en spessartine et en grossulaire et croissante des teneures en almandin et, en proportions plus ou moins faibles, en pyrope (Fig.71) est également de type croissance continue. Ceci est soutenu d'avantage par les diminutions plus ou moins légères du rapport atomique Fe/Fe+Mg vers les bords. Il est à noter que dans certains cas, ce rapport reste constant lors de la croissance des grenats.

Cette évolution chimique indique que le grenat se développe, comme la génération antérieure, au dépens de la chlorite.

Sur les bords externes des grenats on note parfois une inversion du zoning en spessartine, pyrope, almandin (Fig.71) et parfois en grossulaire.

Le grenat contemporain des stades extensifs tardi-D₂ dans la formation des Skhour ne montre pas de zoning marqué (Fig.72); ses bords les plus externes présentent un léger incrément en spessartine accompagné d'une diminution en pyrope et almandin. Ce zoning peut être interprété en première analyse comme un zoning de diffusion dû à l'homogénéisation du grenat par des diffusions de volume auxquelles est surimposé ensuite un gradient de composition rétrograde sur les bords externes du grenat (Dempster, 1985; Ghent, 1988; Tracy et al., 1976; Tracy, 1982; Yardley, 1977). Cette possibilité est écartée si on considère la faible intensité du métamorphisme, correspondant aux conditions de la partie supérieure de la zone à grenat, qui est largement inférieure aux températures au niveau de laquelle les diffusions de volume sont effectives. Cette zonation a été probablement contrôlée par la croissance limitée des grenats de cette génération comme en attestent, d'une part, leur

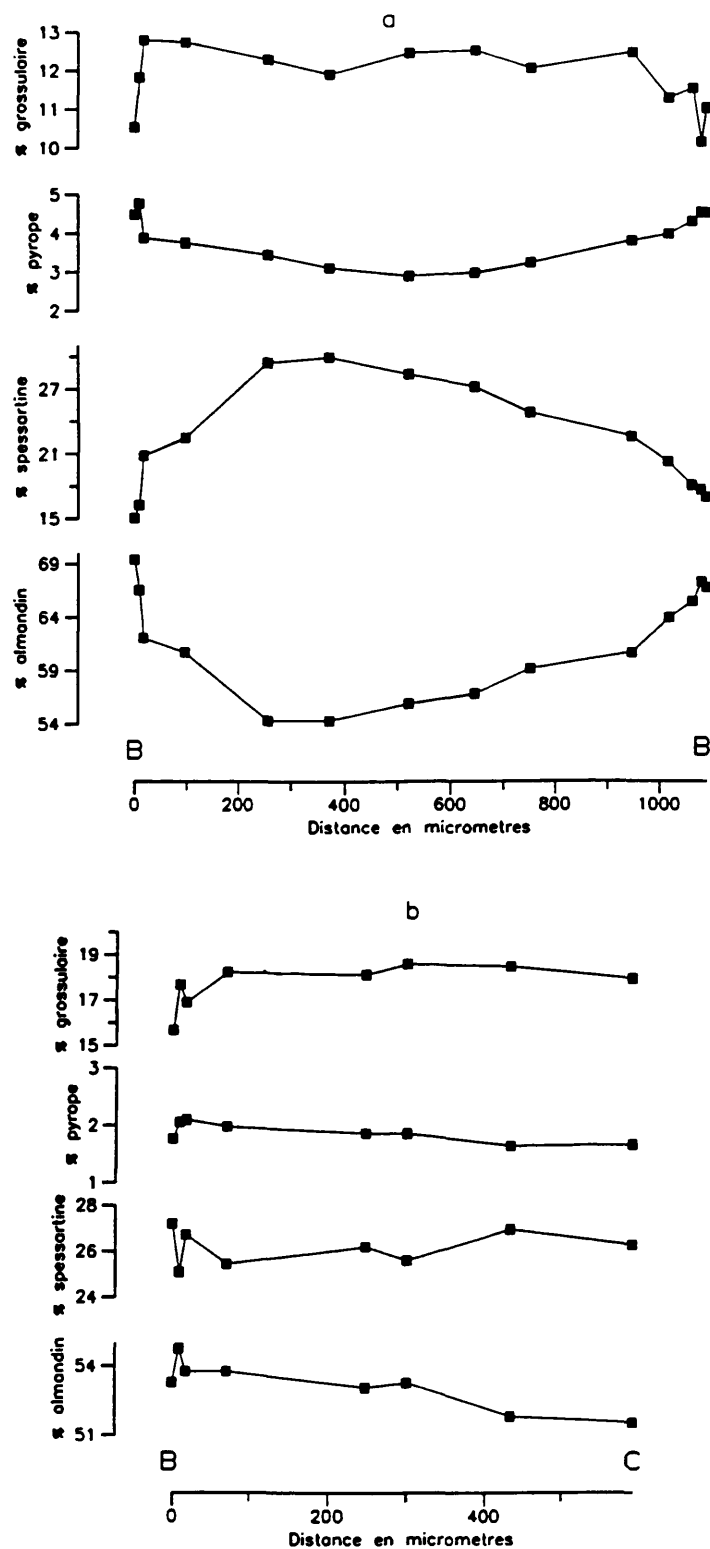


Fig.70. Profils de zoning des grenats syn-D₁ de la formation de Jorf El Ahmar; a, grenat de la zone; b, grenat de l'isograde.

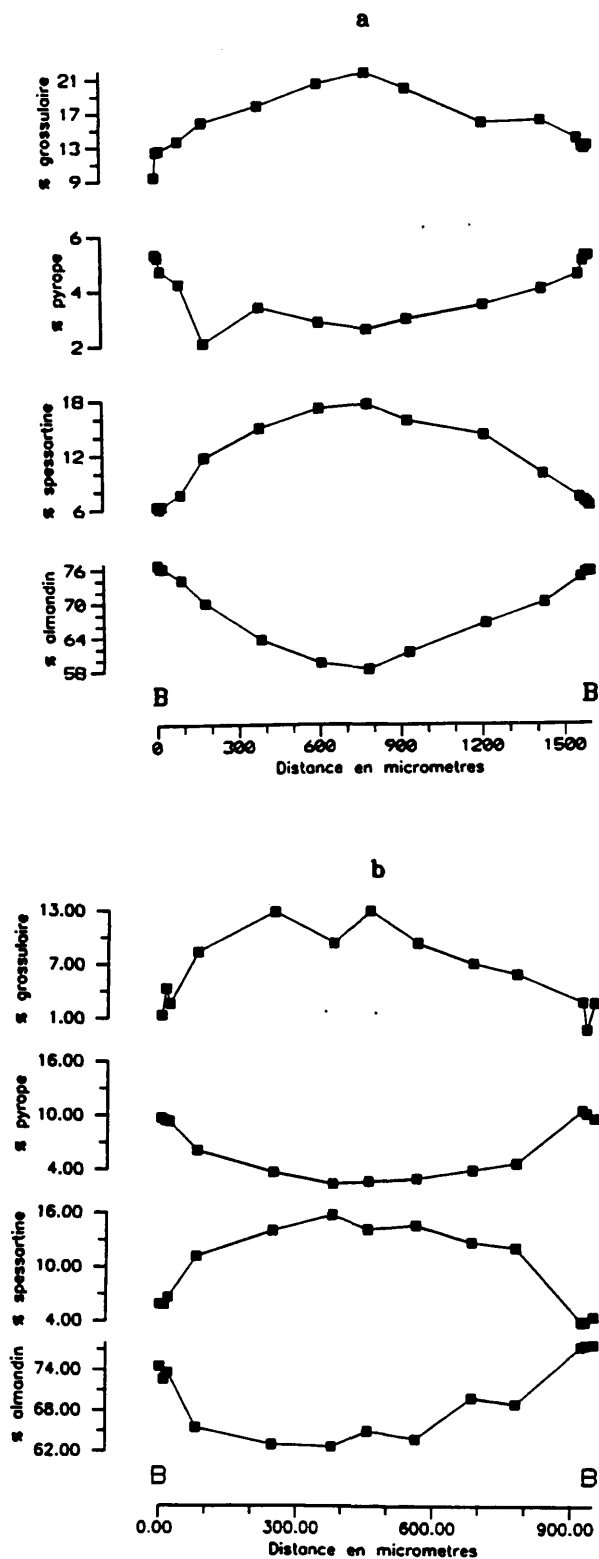


Fig.71. Profils chimiques de zoning des grenats (a) tardi-D₂ de la zone à grenat et (b) de la zone à staurotide des Rehamna orientaux.



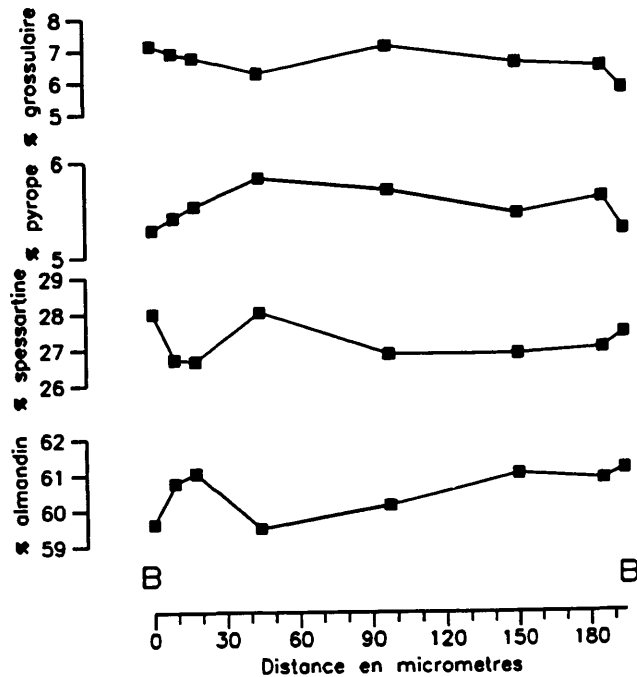


Fig.72. Profils chimiques de zoning d'un grenat contemporain des stades extensifs de la déformation D_2 dans la formation des Skhour.

petite taille d'environ 190 μm , et d'autre part, leur Si à géométrie linéaire et parallèle à la Se.

VI.2.1.2.5. Inversions de la loi du zoning normal sur les bords des grenats

Les bords externes de l'ensemble des grenats analysés montrent souvent une inversion de zoning consistant en l'augmentation des teneurs en spessartine et parfois même en grossulaire accompagnée d'une diminution des teneurs en pyrope et en almandin (Figs.68 à 72). Ces inversions, traduites en fonction des éléments chimiques Mn, Fe et Mg, peuvent être observées dans les fig. 73, 74, 75 et 76.

La fig.74 illustre le champ de composition global des grenats dans le diagramme Ca-Fe-Mg. Bien que les profils de zonation en Ca des grenats sont fortement dépendants de l'existence et du

comportement d'autres phases calciques dans la matrice qui altèrent leurs gradients chimiques en grossulaire (Crawford, 1974, 1977), les teneurs en Ca des grenats des Rehamna montrent globalement un enrichissement en Ca des centres par rapport aux bords qui présentent par contre un rapport Ca/Fe relativement faible (Fig.74).

Inversion de la loi de zoning en MnO

L'enrichissement des bords externes des grenats en MnO est rattachée par plusieurs auteurs à:

- La production du manganèse par d'autres phases minérales de la matrice qui se déstabilisent durant la croissance des bords du grenat (Hollister, 1966). Ce processus, conçu pour une inversion en MnO durant la croissance prograde des grenats, est écarté dans le cas de ceux des Rehamna qui sont subidiomorphes.

- Une résorption rétrograde des grenats qui libère le manganèse (De Béthume et al., 1975). Cet élément, du fait qu'il ne peut s'incorporer dans les autres phases de la matrice, se reincorpore dans le grenat tout en subissant une diffusion intracristalline limitée qui enrichit les bords. En tant que processus, cette possibilité s'adapte parfaitement avec les enrichissements en MnO observés sur les bords légèrement résorbés des grenats des Rehamna. Elle explique également l'inversion de la loi de zoning en CaO observée sur les bords des mêmes grenats.

Selon El Mahi (1991), l'inversion de la loi de zoning en MnO peut être rattachée à une augmentation rapide de la température à la suite des anomalies thermiques créées par la mise en place des granites. Cette possibilité est écartée dans ce mémoire puisque les grenats analysés appartiennent à des paragenèses qui ne montrent aucune surimposition du métamorphisme de contact au métamorphisme régional.

Inversion de la loi de zoning en MgO

Cette inversion est accompagnée d'un enrichissement en FeO. Deux interprétations peuvent

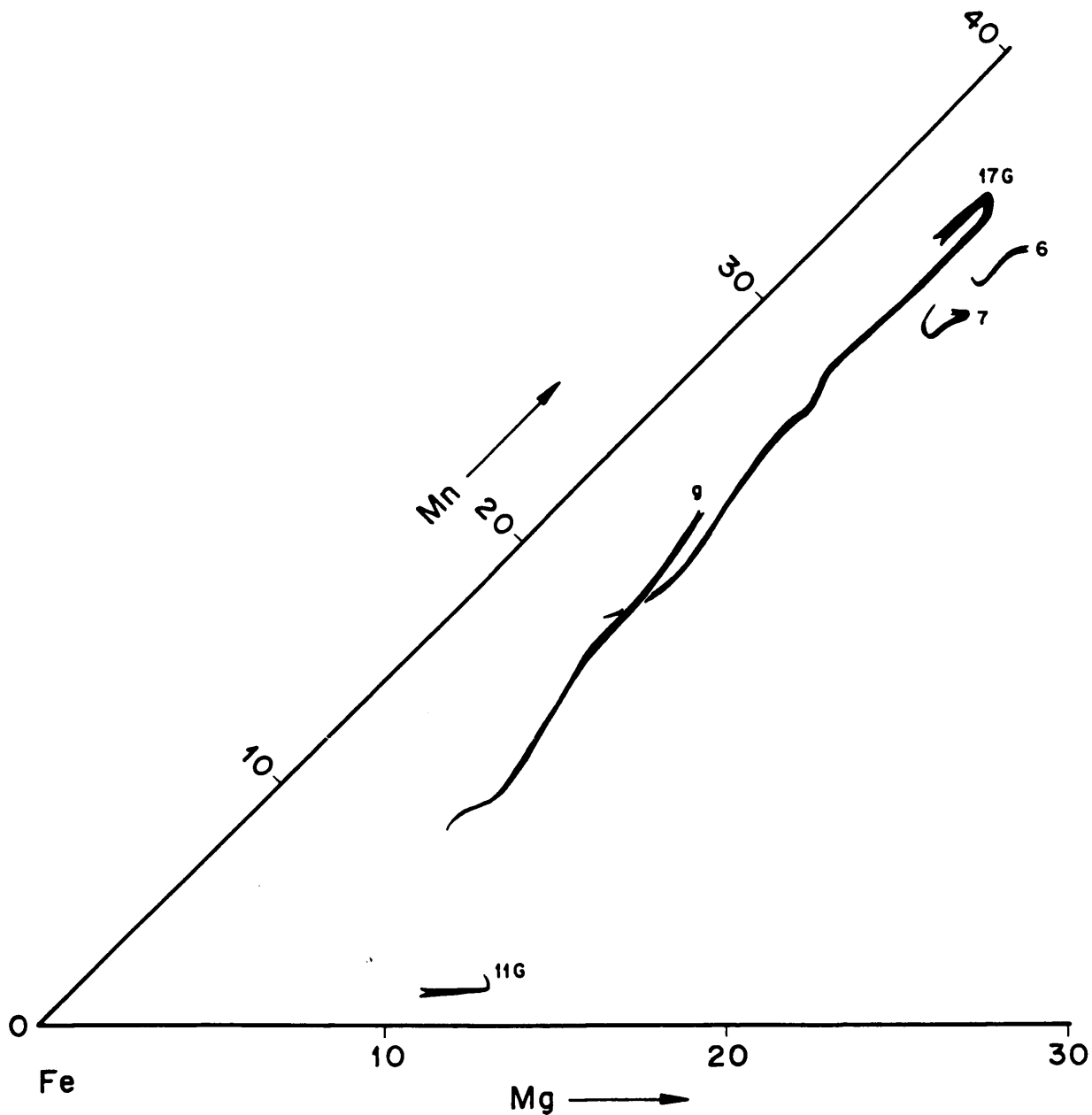


Fig.73. Diagramme ternaire Mn-Fe-Mg (flèches du centre vers le bord) illustrant l'évolution chimique des grenats syn-D₁ de la zone à grenat des Rehamna orientaux (grenat 17G) et de la formation des Skhour (6,7 et 9). Le grenat 11G appartient à la zone à staurotide de la formation des Skhour.

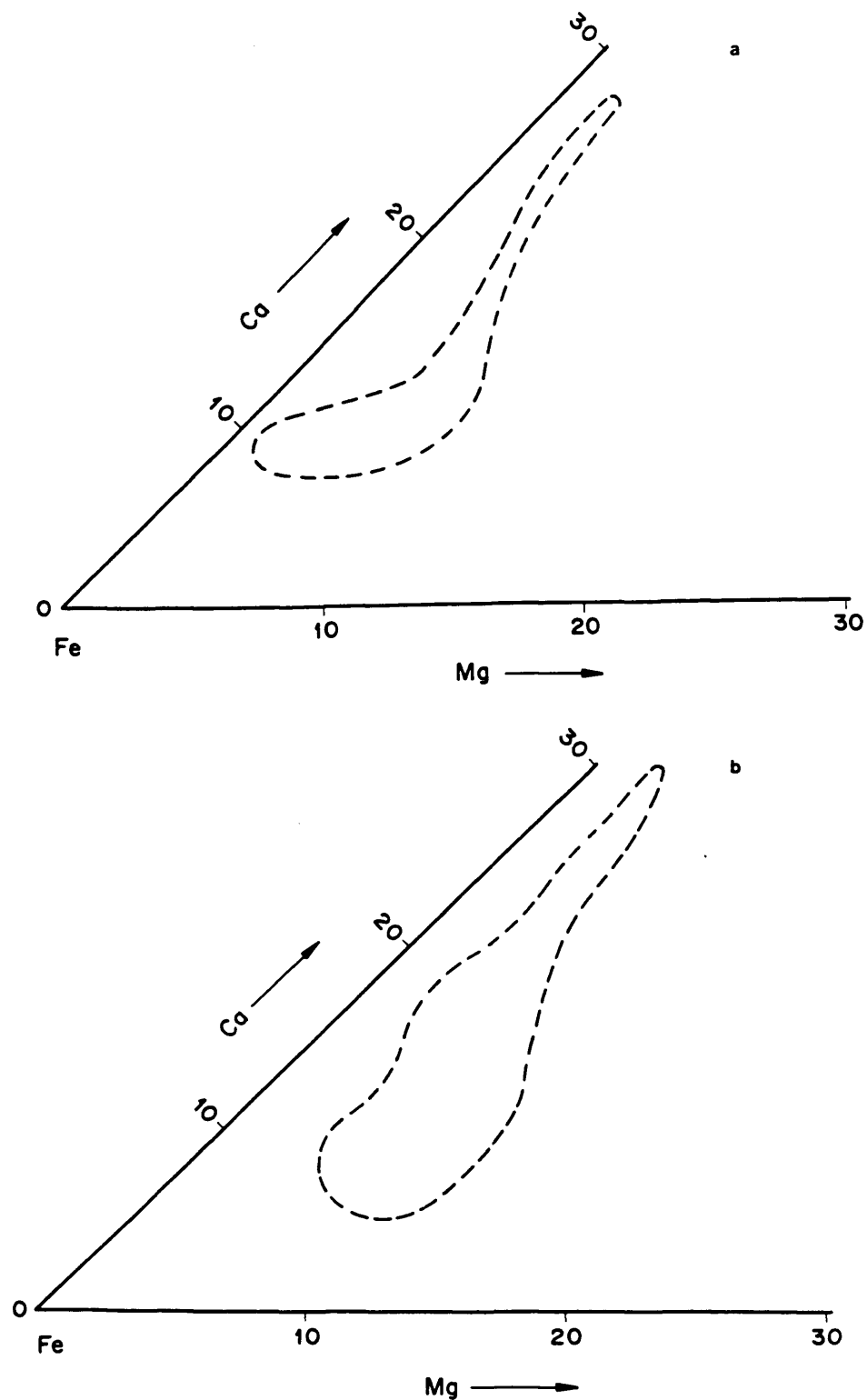


Fig. 74. Diagramme ternaire Ca-Fe-Mg montrant les champs de composition des grenats syn-D₁ de la formation des Skhour et de la formation de Jorf El Ahmar (a) et des grenats syn-D₂ de l'ensemble des secteurs des Rehamna (b).

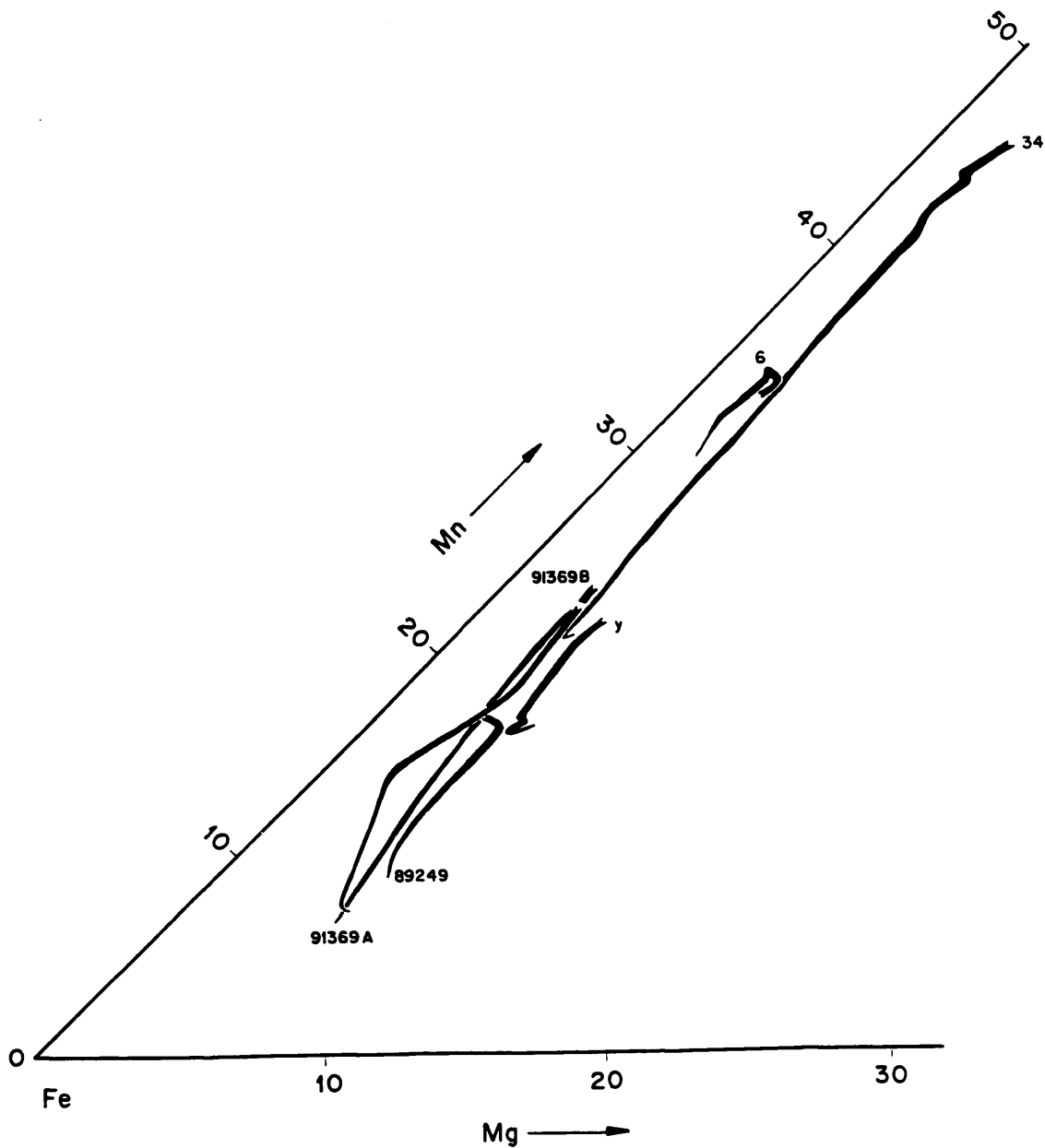


Fig.75. Diagramme ternaire Mn-Fe-Mg (flèches du centre vers le bord) montrant l'évolution chimique des grenats syn-D₂ de la zone à grenat de la formation des Skhour (89249), de la Z.C.O.Z.(6) et des Rehamna orientaux (34, 35, 91369A et 91369B).

en rendre compte (Tracy, 1982):

-Un équilibre multivariant contrôlé par deux réactions chimiques dont la deuxième implique

un matériel réactant qui s'appauvrit rapidement en MgO. Etant donné que les grenats analysés sont subidiomorphes, cette possibilité est écartée tout en optant pour la deuxième.

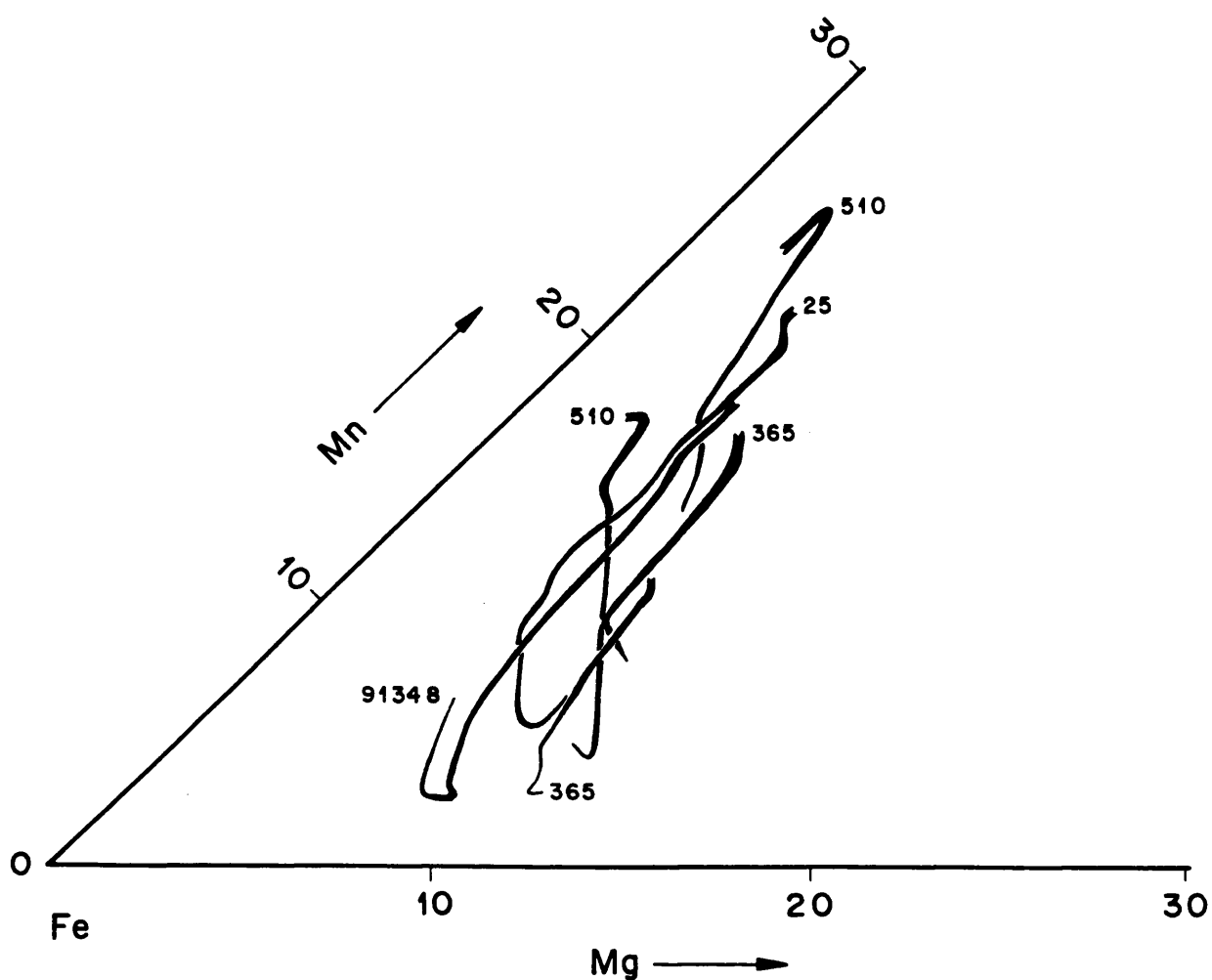


Fig.76. Diagramme ternaire Mn-Fe-Mg (flèche du centre vers le bord) illustrant l'évolution de la composition chimique des grenats syn-D₂ de la zone à staurotide de la formation des Skhour (365), de la Z.C.O.Z.(510) et des Rehamna orientaux (25 et 91348).

-Une re-équilibration rétrograde de faible intensité des bords des grenats résorbés qui se transforment en une phase magnésienne.

VI.2.1.3. Conclusions

L'ensemble des grenats almandins des lithologies pélitiques sont généralement caractérisés par un zoning de croissance continue. De la comparaison des compositions chimiques moyennes des grenats de la formation des Skhour avec celles des grenats des Rehamna orientaux, il s'avère que les deux premières phases tectoniques D_1 et D_2 se sont opérées sous des conditions thermiques relativement plus intenses dans le premier secteur. Ces conditions sont conformes à la position structurale relativement profonde du secteur central par rapport aux Rehamna orientaux durant les épisodes de déformation associés au régime tectonique compressif (déformation D_1 et stades relativement précoces de la déformation D_2).

Les grenats syn- D_1 de l'isograde Gr+ présentent des profils de zoning relativement aplatis, alors que ceux de la zone à staurotide et de la partie inférieure de la zone à grenat se caractérisent par des gradients de composition accusés.

Les gradients de composition chimique nuls développés par les grenats tardi-schisteux de l'isograde Gr+ sont rapportés à leur croissance relativement limitée (donc relativement rapide) qui a été contrôlée par des variations thermiques faibles au niveau de la limite de stabilité inférieure du grenat (isograde du grenat). Ceci est soutenu par les estimations géothermobarométriques (ch. VII) qui révèlent une croissance presque isothermique des grenats de l'isograde.

La croissance des grenats pré à syn-schisteux des zones plus profondes (zone à staurotide et partie interne de la zone à grenat), relativement plus lente comme en attestent leurs structures internes rotationnelles, a par contre enregistré la remontée progressive et relativement massive des isothermes (donc variation de température importante) qui s'est traduite par une zonation chimique accusée et par des différences de températures significatives entre les coeurs et les bords des grenats (ch. VII).

Au plan textural, la relaxation progressive des profils de zoning avec la diminution de la profondeur est accompagnée par la réduction de la taille des grenats et la tendance de leur schistosité interne à se disposer parallèlement par rapport aux fabriques planaires externes.

VI.2.2. Micas blancs potassiques

Les analyses des micas blancs reportées dans les tables 2.1 à 2.9 ont été sélectionnées à partir de 71 analyses. Elles ont porté sur les générations contemporaines de la déformation D_1 et des stades compressifs de la déformation D_2 .

La formule chimique des micas a été calculée sur la base de 11 oxygènes. Leurs termes finaux céladonite, muscovite et paragonite sont évalués sur la base du modèle idéal de substitution tschermakitique $(Mg, Fe^{2+})^{VI}, Si^{IV} = Al^{VI}, Al^{IV}$ et du rapport atomique $Na/Na+K$. La présence de l'ilménite comme unique oxyde (hématite et/ou magnétite sont absentes) implique une fugacité d'oxygène faible et par conséquent, les teneurs en Fe_2O_3 des micas sont assumées négligeables. Le calcul des termes finaux selon la méthode de Holdaway et al. (1988) s'est avéré incompatible avec les objectifs projetés dans cette étude, puisque cette méthode a donné des teneurs généralement basses en céladonite qui ne permettent pas d'apprécier l'importance et le mode d'évolution de la substitution phéngitique avec l'intensité du métamorphisme.

Afin d'étudier la variation de la composition chimique des micas à travers la séquence métamorphique barroviennne, on a réalisé des analyses qui ont couvert toutes les zones métamorphiques du secteur étudié. La réalisation d'une telle étude est cependant conditionnée par un certain nombre de précautions:

-Selon Guidotti (1973) et Guidotti et Sassi (1976), les teneurs en Al_2O_3 contrôlent la composition des muscovites qui n'appartiennent pas à "l'assemblage-limitant" $AKNa$ (c'est à dire dans le système $Al_2O_3-K_2O-Na_2O$), en l'occurrence muscovite \pm plagioclase dans le cas des Rehamna. En d'autres termes, la composition chimique des muscovites n'est variable en fonction de l'intensité du métamorphisme que dans les roches relativement riches en Al_2O_3 (Guidotti, 1973, 1978; Guidotti et Sassi, 1976). Comme les échantillons analysés présentent du grenat, des staurotides et sont relativement riches en muscovites, leurs teneurs en Al_2O_3 sont probablement élevées et partant, les micas blancs sont supposés saturés en Al_2O_3 . D'ailleurs, l'évolution effective de leur composition chimique avec l'incrément de la température soutient cette supposition.

-La présence de l'ilménite dans les assemblages métamorphiques analysés a pour effet la

saturation des micas en Ti. Dans ces conditions, on peut évaluer l'importance des substitutions impliquant Ti et, par conséquent, la variation de cet élément dans les micas blancs avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme.

VI.2.2.1. La formation des Skhour

VI.2.2.1.1. Micas blancs contemporains de la déformation D₁

Ces micas présentent une composition phéngitique dans la zone à chlorite et celle à biotite. Ceux de la zone à grenat montrent une composition variable entre les termes phéngite et muscovite, alors que les micas de la zone à staurotide s'identifient comme des muscovites (Fig.77).

La composition chimique des micas varie de manière systématique avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme, avec comme exception les micas de la zone à chlorite et celle à biotite qui présentent un chimisme presque similaire. Le chimisme globalement identique des micas de ces deux zones est à rapporter au fait que les échantillons analysés dans la zone à chlorite se localisent au voisinage de l'isograde de la biotite.

Les variations de composition chimique traitées dans ce mémoire concernent les teneurs en Si, Al^{IV}, Al^{VI}, Al_T et Ti, les rapports atomiques Na/(Na+K) et Mg/Fe, et la $\sum (Fe_T + Mg)$. L'évolution de ces variables avec l'intensité du métamorphisme montre les caractéristiques suivantes:

-La teneur en Si décroît progressivement des micas de la zone à chlorite et la zone à biotite jusqu'à ceux de la zone à staurotide (Fig.77, tables 2.1 à 2.4), traduisant ainsi une diminution du composant céladonitique avec l'augmentation de l'intensité du métamorphisme. Cette variation des teneurs en Si relève de la substitution phéngitique qui s'est matérialisée par la décroissance, de l'ordre de 11%, du composant céladonitique entre les micas des assemblages métamorphiques à chlorite et/ou à biotite et ceux des associations minéralogiques à staurotide.

-La diminution de la céladonite est compensée par la croissance des teneurs en Al^{VI} (tables 2.1 à 2.4). Les teneurs en Al^{IV} et Al_T augmentent depuis la zone à chlorite et celle à biotite

jusqu'à la zone à staurotide (tables 2.1 à 2.4).

- $\Sigma (\text{Fe}_T + \text{Mg})$ emprunte la même évolution que Si; sa variation n'est cependant pas assez régulière.

-Les teneurs en Ti restent pratiquement constantes à travers toutes les zones métamorphiques.

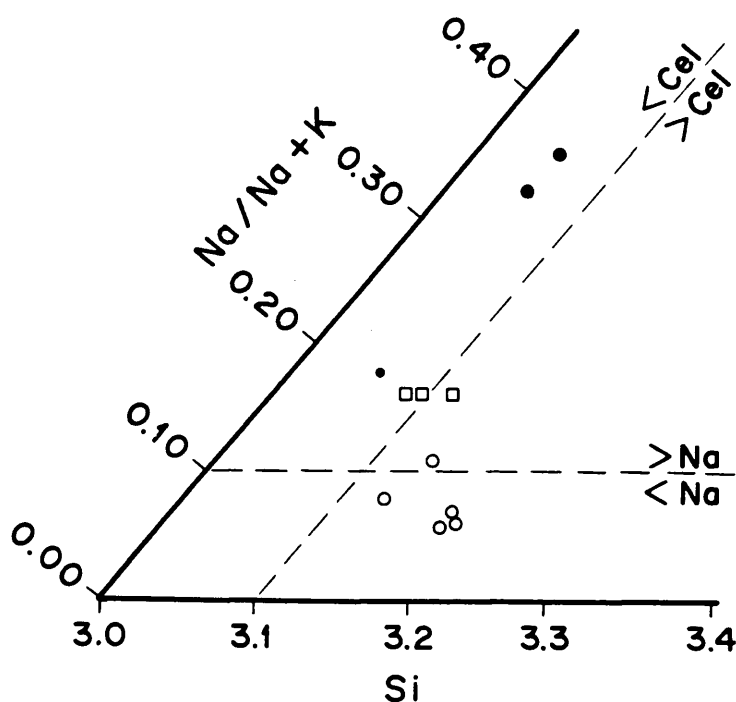


Fig. 77. Diagramme ternaire Si-Na/(Na+K) des générations syn-D₁ et syn-D₂ de micas blancs de la formation des Skhour. Cercles clairs, micas syn-D₁ de la zone à chlorite et celle à biotite; carreaux clairs, micas syn-D₁ de la zone à grenat; petits cercles noirs, micas syn-D₁ de la zone à staurotide; grands cercles noirs, micas syn-D₂ de la zone à staurotide.

-Le rapport Mg/Fe augmente avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme (tables 2.1 à 2.4).

-Le rapport Na/Na + K croît régulièrement avec l'augmentation de la température; sa variation est cependant faible entre la zone à grenat et celle à staurotide.

D'après cette évolution chimique, il s'avère que la variation de composition des micas blancs de la formation des Skhour avec la température est contrôlée principalement par la substitution phéngitique et le rapport atomique Na/Na + K.

VI.2.2.1.2. Micas blancs contemporains de la déformation D₂

Le nombre de micas syn-D₂ analysés est faible. Leurs analyses ont porté sur la zone à staurotide et celle à grenat. Il s'agit de micas de composition muscovitique relativement pauvres en céladonite et plus riches en paragonite que les micas syn-D₁ appartenant aux mêmes zones métamorphiques (Fig. 77, table 2.5). Ils sont donc le produit d'une évolution métamorphique prograde établie sous des conditions thermiques relativement plus intenses que celles associées à l'épisode tectonique D₁.

La comparaison des micas syn-D₂ de la zone à staurotide avec ceux de la zone à grenat indique également un incrément de température qui s'est traduit par une richesse des micas de la première zone en Na (composant paragonitique) et leur appauvrissement en Si (composant céladonitique). Bien que cette comparaison n'est pas assez fiable à cause du nombre faible d'analyses réalisées dans la zone à grenat, elle coïncide parfaitement avec les prévisions pétrologiques.

VI.2.2.1.3. Conclusions

La composition chimique des deux générations de micas blancs de la formation des Skhour évolue vers le terme muscovitique parallèlement à l'incrément de l'intensité du métamorphisme et à l'évolution de la déformation hercynienne polyphasée associée au régime tectonique compressif (déformation D₁ et les stades relativement précoces de la déformation D₂).

L'évolution de la composition chimique des micas syn-D₁ avec la température est nettement contrôlée par la substitution phéngitique et le rapport atomique Na/Na+K. Celle des micas syn-D₂, bien qu'elle est conforme aux prévisions pétrologiques, doit-être précisée d'avantage par des analyses chimiques supplémentaires.

La diminution du composant céladonitique avec l'augmentation de la température et l'enrichissement parallèle des micas en paragonite sont contrôlés par des réactions continues impliquant des micas réactants riches en céladonite (riches en Si et pauvres en Na) qui évoluent ensuite vers des termes de plus en plus riches en aluminium et en composant paragonitique (Guidotti et Sassi, 1976; Guidotti, 1978).

VI.2.2.2. Rehamna orientaux

VI.2.2.2.1. Micas blancs contemporains de la déformation D₁

Ces micas appartiennent à la zone à chlorite de la formation de Jorf El Ahmar. Leur composition chimique, marquée par un contenu en céladonite relativement élevé, correspond à celle de micas phéngitiques (Fig.78; table 2.6).

VI.2.2.2.2. Micas blancs contemporains de la déformation D₂

Les analyses chimiques des micas syn-D₂ (tables 2.7 à 2.9) ont intéressé les assemblages métamorphiques de la zone à biotite, la zone à grenat et celle à staurotide de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine. Le chimisme des micas de la zone à biotite coïncide généralement avec celui de micas phéngitiques à phéngitique-muscovitiques, à l'exception de deux analyses correspondant à des micas de composition muscovitique (Fig.78). Les micas de la zone à grenat s'identifient globalement comme des muscovites (Si < 3.1), avec comme exception deux analyses dont l'une est une phéngite et l'autre correspond à un mica à composition intermédiaire entre les termes phéngite et muscovite (Fig.78). Ceux de la zone à staurotide correspondent dans la plupart des cas à des muscovites, avec cependant deux micas qui présentent une composition muscovitique à phéngitique (Fig.78).

Certains micas de la zone à biotite sont très riches en Al^{VI} (table 2.7). L'examen de leurs analyses montre qu'ils présentent la somme des cations la plus basse par rapport à la valeur théorique 7, d'une part, et que leurs teneurs en (Fe+Mg) sont relativement faibles si on les compare à celles des micas de la même zone, d'autre part. Le déficit de charges positives dans les sites octaédriques de ces micas relève donc de la substitution dioctaédrique $2(Fe,Mg)^{VI} = 3Al^{VI}, (\square)^{VI}$ qui est à l'origine des irrégularités observées dans les teneurs en Al^{VI} et $\Sigma (Fe+Mg)$. Le chimisme différent de ces minéraux relève probablement de l'incrément de la température durant les stades relativement précoces de l'extension crustale. Leurs teneurs en Al^{VI} et (Fe+Mg) ne seront pas prises en compte dans l'étude de l'évolution chimique des micas associés aux stades compressifs de la déformation D_2 avec la variation de l'intensité du métamorphisme. Cette évolution est marquée par les caractéristiques suivantes:

-Si. Ses teneurs diminuent de manière irrégulière de la zone à biotite jusqu'à la zone à staurotide (tables 2.7 à 2.9).

- Al^{IV} . Sa variation suit le chemin inverse emprunté par la silice (tables 2.7 à 2.9).

- $\Sigma (Fe_T + Mg)$. Bien qu'elle décroît globalement avec l'incrément de la température, sa variation reste cependant irrégulière (tables 2.7 à 2.9).

- Al^{VI} croît entre la zone à biotite et celle à grenat. Ses teneurs, bien que apparemment invariables entre la zone à grenat et celle à staurotide, présentent une valeur moyenne relativement élevée dans les micas de cette dernière zone (tables 2.7 et 2.9).

-Ti. Ses teneurs restent invariables à travers toutes les zones métamorphiques (tables 2.7 à 2.9).

- $Na/(Na+K)$ augmente de manière irrégulière avec l'incrément de la température (Fig.78 et tables 2.7 à 2.9).

- Al_T croît irrégulièrement de la zone à biotite à la zone à staurotide (tables 2.7 à 2.9).

-Mg/Fe. Il décroît dans la zone à grenat et augmente ensuite dans la zone à staurotide (tables 2.7 à 2.9).

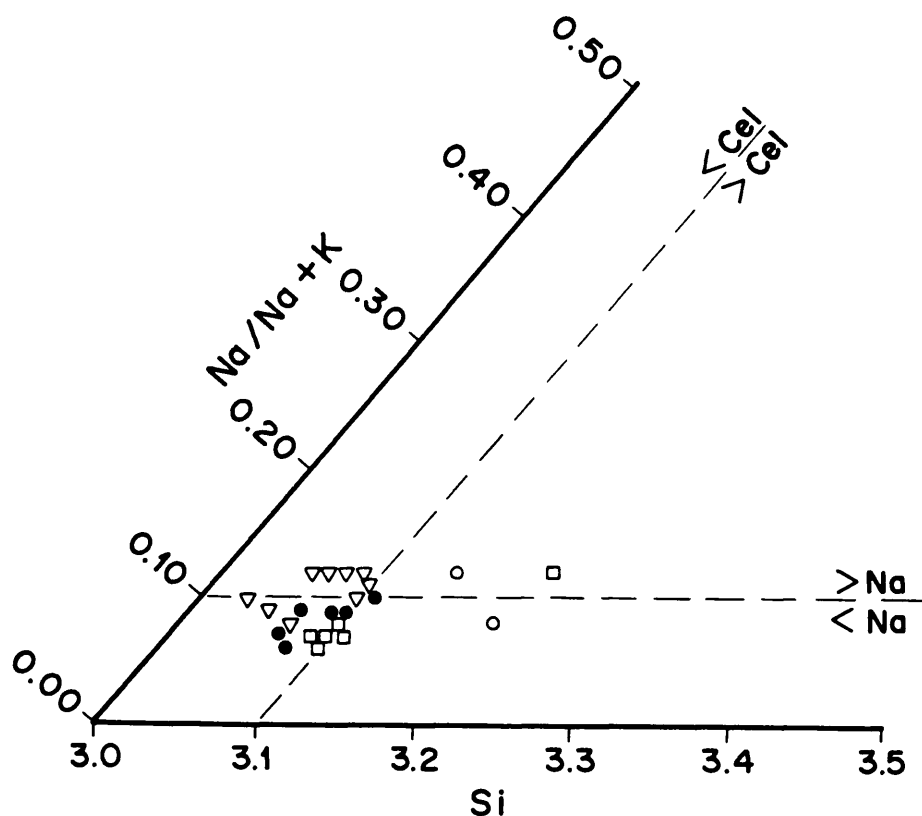


Fig.78. Diagramme ternaire Si-Na/(Na+K) des micas syn-D₁ et syn-D₂ des métapélites des différentes zones métamorphiques des Rehamna orientaux. Cercles clairs, micas syn-D₁ de la zone à chlorite de la formation de Jorf El Ahmar; carreaux, micas syn-D₂ de la zone à biotite; cercles noirs, micas syn-D₂ de la zone à grenat; triangles, micas syn-D₂ de la zone à staurotide.

VI.2.2.2.4. Conclusions

La variation du chimisme des micas blancs syn-D₂ des Rehamna orientaux avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme est prograde, en ce sens qu'elle est accompagnée d'un appauvrissement en céladonite et d'un enrichissement en paragonite. Cette variation, compte tenu des teneurs en Ti qui restent pratiquement invariables avec l'incrément de la température, relève principalement de la substitution phéngitique.

L'enrichissement des micas en paragonite et leur appauvrissement en céladonite à travers la séquence métamorphique barrovienne sont attribués, comme dans la formation des Skhour, à l'implication de ces minéraux dans des réactions continues qui consomment la silice tout en augmentant leurs teneurs en sodium et en aluminium (Guidotti et Sassi, 1976; Guidotti, 1978).

La comparaison du chimisme des micas syn-D₂ de la formation des Skhour avec celui des micas des Rehamna orientaux révèle une décroissance, dirigée de l'Est du massif vers l'Ouest, des teneurs en céladonite, accompagnée d'un enrichissement en paragonite. Ces différences chimiques entre les deux secteurs peuvent éventuellement relever d'une différence de composition chimique entre les lithologies cambriennes de la formation des Skhour et celles dévoniennes à viséennes des formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf. Toutefois, le contrôle structural de l'évolution thermique semble être le plus déterminant puisque les Rehamna orientaux, de par leur position (au cours du régime tectonique compressif) au sommet de l'édifice structural, ont subi un métamorphisme prograde sous des conditions thermiques relativement moins intenses que celles de la formation des Skhour.

VI.2.3. Chlorites

Les analyses des chlorites syn-D₁ et syn-D₂ ainsi que leurs formules structurales calculées sur la base de 14 oxygènes sont reportées dans les tables 3.1 à 3.9. Il est à signaler que les chlorites associées aux stades extensifs de la déformation D₂ n'ont pas fait l'objet de ces analyses.

Comme dans la plupart des analyses les teneurs en Al^{VI} sont supérieures aux teneurs en Al^{IV} (Fig.79), le fer ferrique des sites octaédriques est donc présent en quantités généralement négligeables (Chopin, 1979; Vuichard et Ballèvre, 1988). Ces faibles teneurs en Fe₂O₃ peuvent être déduites également de la somme totale, de l'ordre moyen de 88 %, des oxydes qui, en l'ajoutant au 12 % H₂O théorique des chlorites, donne un total stochiométrique moyen de l'ordre de 100. Les excès d'Al^{VI} cités ci-dessus (Fig.79) suggèrent que l'incorporation de cet élément dans les chlorites s'opère à travers la substitution dioctaédrique $3(R^{2+})^{VI} = 2(Al^{3+})^{VI}, (\square)^{VI}$.

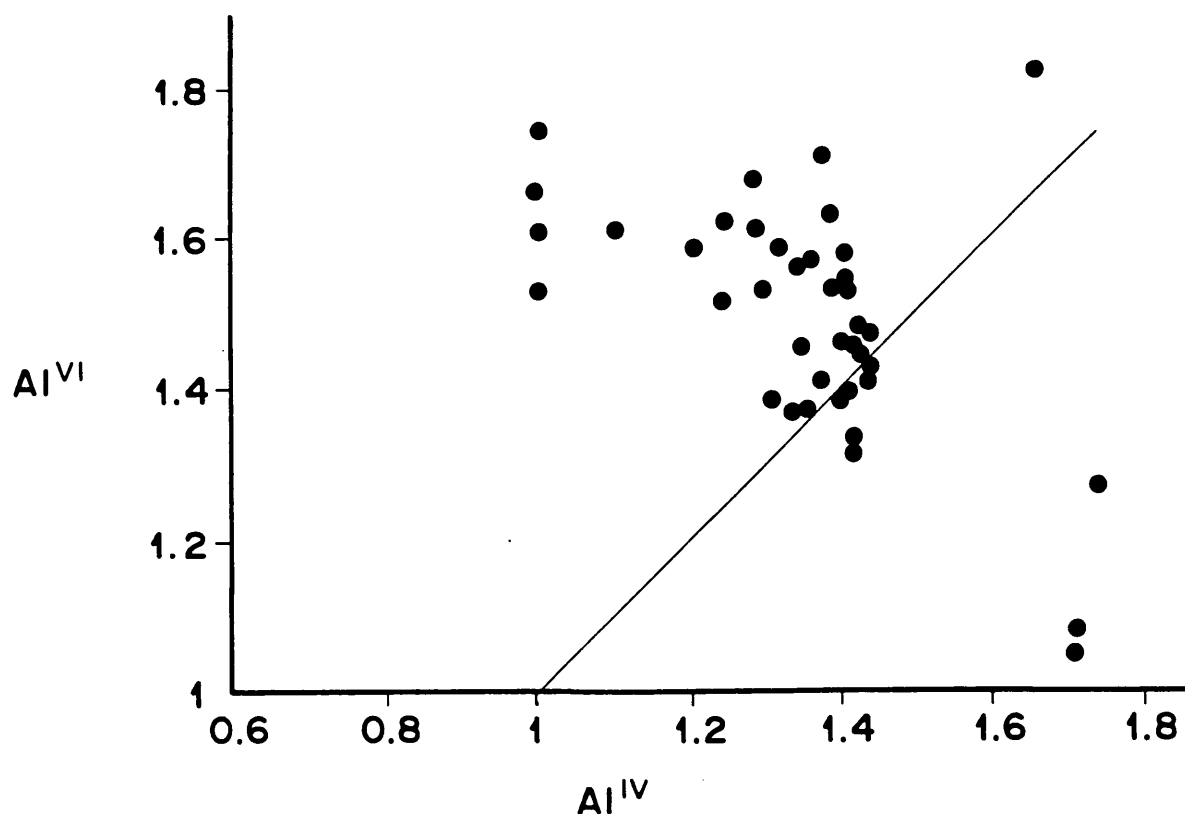


Fig.79. Diagramme binaire Al^{IV}-Al^{VI} de l'ensemble des chlorites des Rehamna.

Certaines chlorites présentent par contre des teneurs d'Al^{VI} inférieures à celles d'Al^{IV} (Fig.79), suggérant ainsi la substitution du premier élément par Fe³⁺. Comme les différences des teneurs en Al^{VI} et Al^{IV} sont faibles (de l'ordre moyen de 0.05 %), la substitution d'Al^{VI} par Fe³⁺ sont peu manifestes et les teneurs en Fe₂O₃ des chlorites sont supposées négligeables. Ces chlorites, en plus de quelques unes qui présentent par contre des teneurs en Al^{VI} légèrement supérieures aux teneurs en Al^{IV} (Fig. 79, tables 3.1 à 3.9), ont un chimisme qui tend vers la composition idéale trioctaédrique (Mg,Fe)_{6-x} (Al_x)^{VI} (Si_{4-x} Al_x)^{IV} O₁₀ (OH)₈ qu'elles ont acquises par la mise en jeu de la substitution tschermakitique Si^{IV}(Fe,Mg)^{VI}=Al^{IV},Al^{VI} (Fig.79).

L'autre substitution importante à signaler dans les chlorites implique le remplacement de Fe²⁺ par Mg. Cette substitution s'est traduite par les variations effectives des teneurs en ces éléments avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme.

Enfin, on signale que les chlorites présentent de faibles teneurs en K, Na et Ca (tables 3.1 à 3.9). L'existence de ces éléments dans la structure des chlorites est rapportée à l'intercroissance de celles-ci avec des micas blancs potassiques (Ernst, 1983).

VI.2.3.1. Chlorites contemporaines de la déformation D₁

VI.2.3.1.1. Formation des Skhour

Les chlorites syn-D₁ s'identifient dans le diagramme de Hey (1954) comme des ripidolites, à l'exception de quatre chlorites de la zone à biotite et celle à grenat qui correspondent à des corundophillites et à des pycnochlorites (Fig.80). Dans le diagramme de la figure 81, on note un incrément de XMg au passage de la zone à chlorite à la zone à biotite, alors que dans la zone à grenat ce rapport atomique n'augmente que légèrement. Cette variation chimique avec l'incrément de la température traduit une évolution thermique prograde à travers la mise en jeu de la substitution simple de Fe²⁺ par Mg²⁺.

VI.2.3.1.2. Formation de Jorf El Ahmar

Sur le diagramme de Hey (1954), les chlorites de cette formation correspondent généralement

à des ripidolites, sauf une analyse appartenant à la zone à grenat qui se projette dans le champ de la pycnochlorite (Fig. 82).

La substitution du Fe^{2+} par Mg^{2+} est relativement moins prononcée que celle opérée dans les chlorites de la formation des Skhour: les teneurs en Mg restent plus ou moins constantes dans les chlorites de la zone à biotite et celle à chlorite et ne varient que légèrement dans la zone à grenat (Fig. 83). L'évolution métamorphique prograde de la formation de Jorf El Ahmar est donc contrôlée par des températures relativement plus faibles que celles associées au métamorphisme barrovien de la formation des Skhour où les chlorites de la zone à grenat ont atteint des teneurs en Mg relativement élevées.

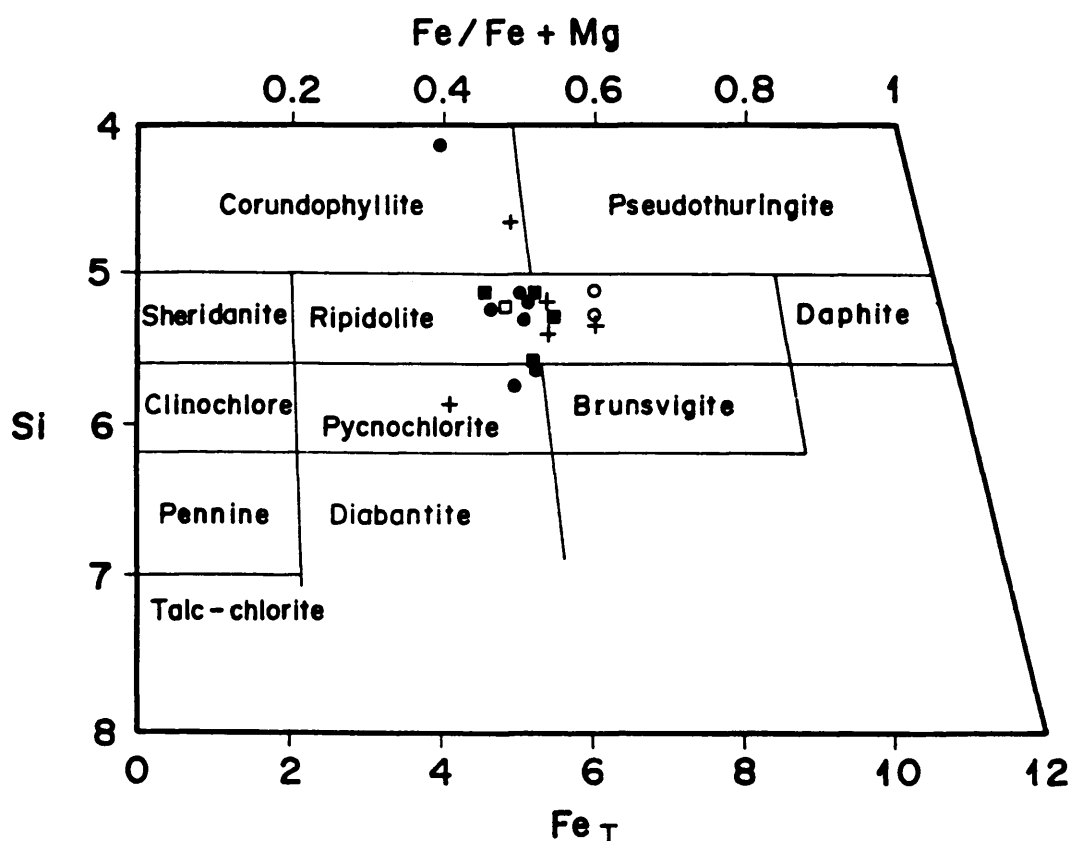


Fig. 80. Classification des chlorites syn- D_1 et syn- D_2 de la formation des Skhour dans le diagramme de Hey (1954). Cercles clairs, chlorites syn- D_1 de la zone à chlorite; croix, chlorites syn- D_1 de la zone à biotite; cercles noirs, chlorites syn- D_1 de la zone à grenat; carré noir, chlorite syn- D_2 de la zone à grenat; carré clair, chlorite syn- D_2 de la zone à staurotide.

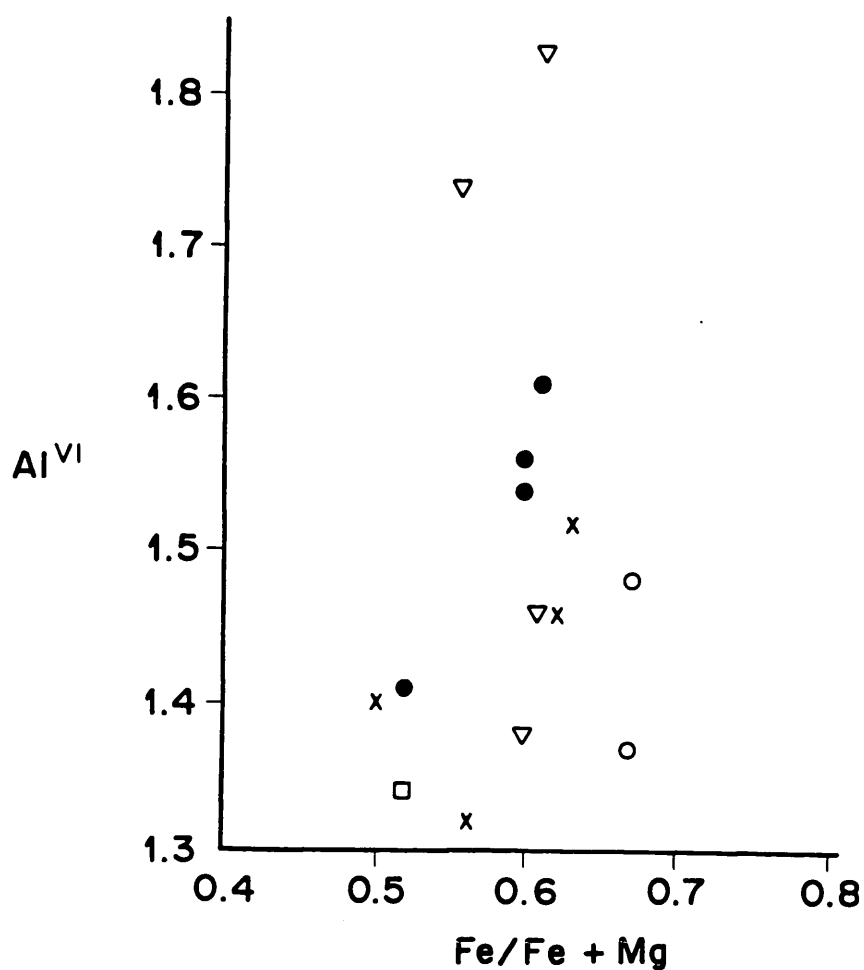


Fig.81. Diagramme binaire Al^{VI} -Fe/Fe + Mg des chlorites syn- D_1 et syn- D_2 de la formation des Skhour. Cercles clairs, chlorites syn- D_1 de la zone à chlorite; triangles inverses, chlorites syn- D_1 de la zone à biotite; cercles noirs, chlorites syn- D_1 de la zone à grenat; croix, chlorite syn- D_2 de la zone à grenat; carré, chlorite syn- D_2 de la zone à staurotide. Explications : voir texte.

VI.2.3.2. Chlorites contemporaines de la déformation D_2

Les chlorites analysées appartiennent à la zone à biotite (table 3.8) et la zone à grenat (table 3.9) de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine, et à la zone à grenat et celle à staurotide de la formation des Skhour (table 3.4).

La classification des chlorites du secteur oriental dans le diagramme de Hey (1954) montre

qu'il s'agit de ripidolites, à l'exception d'une analyse de la zone à grenat qui se projette dans le champ de la pycnochlorite (Fig.82).

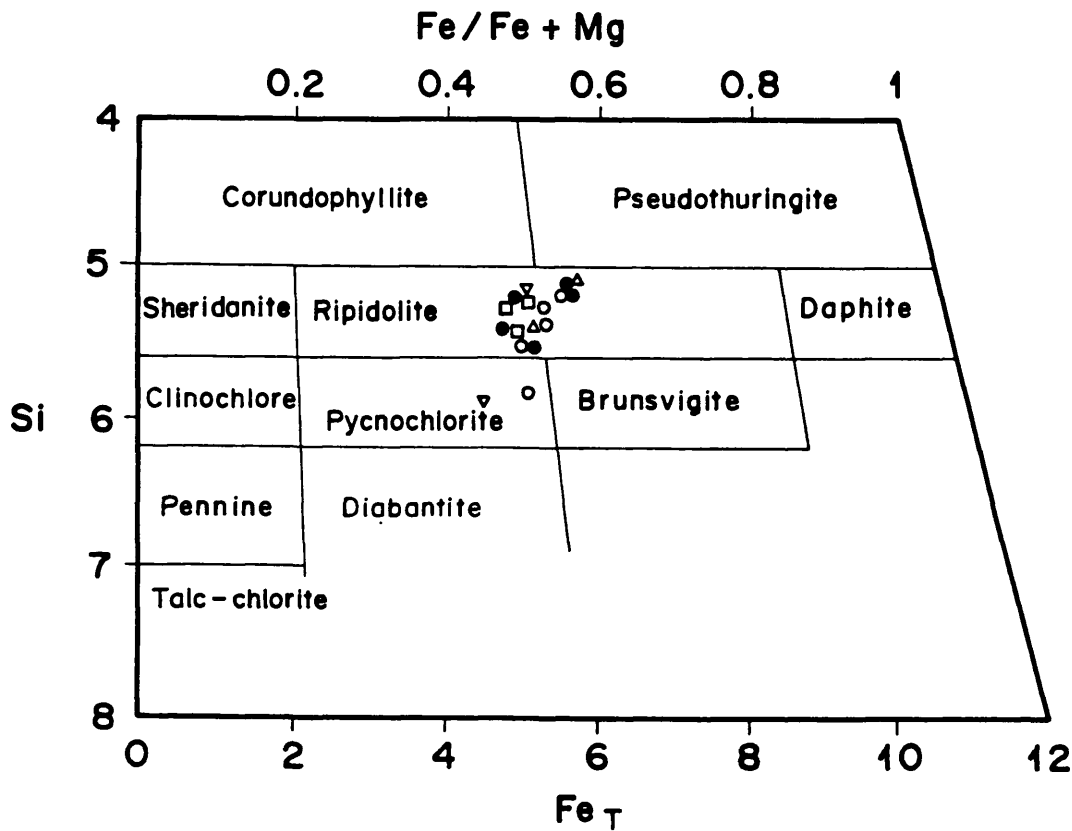


Fig.82. Classification des chlorites syn- D_1 de la formation de Jorf El Ahmar et syn- D_2 de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine dans le diagramme de Hey (1954). Carrés, chlorites syn- D_1 de la zone à chlorite; triangles, chlorites syn- D_1 de la zone à biotite; triangles inverses, chlorites syn- D_1 de la zone à grenat; cercles noirs, chlorites syn- D_2 de la zone à biotite, cercles clairs, chlorites syn- D_2 de la zone à grenat.

De même, exception faite d'une chlorite qui se projette à la limite des champs ripidolite-pycnochlorite, les chlorites de la zone à grenat de la formation des Skhour correspondent à des ripidolites (Hey, 1954). La seule analyse de chlorite disponible dans la zone à staurotide (table 3.4)

correspond également à une ripidolite (Fig.80), mais qui est relativement plus riche en Mg. Les chlorites de la zone à grenat sont plus riches en Mg que celles appartenant à la même zone métamorphique du secteur oriental; elles sont donc le produit d'un métamorphisme prograde relativement plus intense que celui associé à la déformation D_2 dans les Rehamna orientaux. Le rapport atomique Mg/Fe de ces chlorites est par contre similaire à légèrement supérieur à celui des chlorites syn- D_1 de la zone à grenat du même secteur.

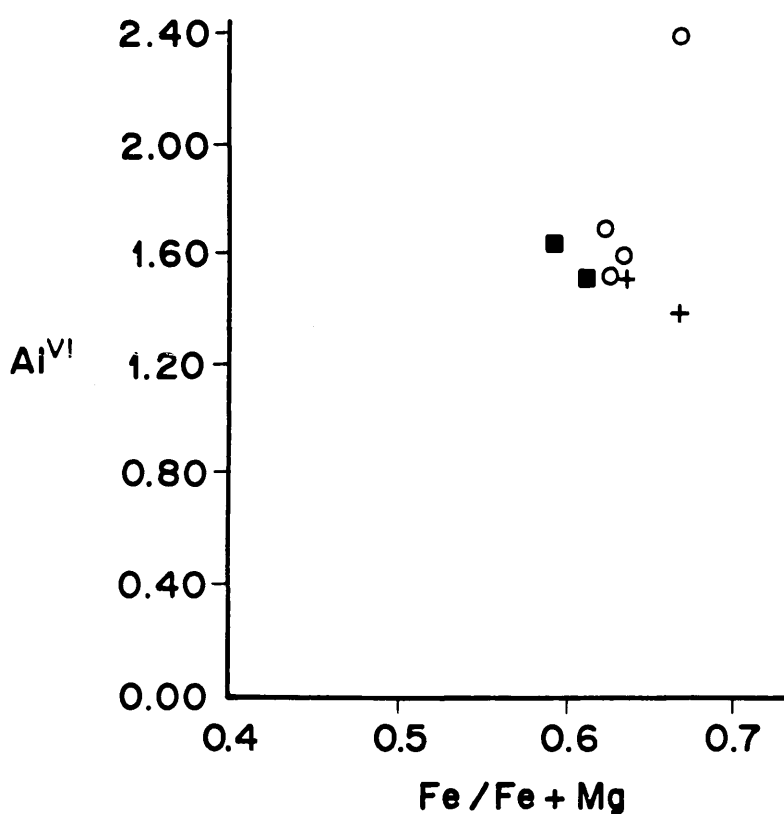


Fig.83. Diagramme binaire Al^{VI} - $Fe/(Fe+Mg)$ des chlorites syn- D_1 de la formation de Jorf El Ahmar. Cercles clairs, chlorites de la zone à chlorite; croix, chlorites de la zone à biotite; carrés, chlorites de la zone à grenat.

Les teneurs en Mg des chlorites du secteur oriental diminuent légèrement au passage de la zone à biotite à la zone à grenat (Fig.84, tables 3.8 à 3.9). Cette diminution peut être attribuée à une

légère re-équilibration postérieure aux stades compressifs de la déformation D_2 . Il est à noter que les chlorites de la zone à biotite sont plus riches en Mg que celles de la génération syn- D_1 appartenant à la même zone métamorphique.

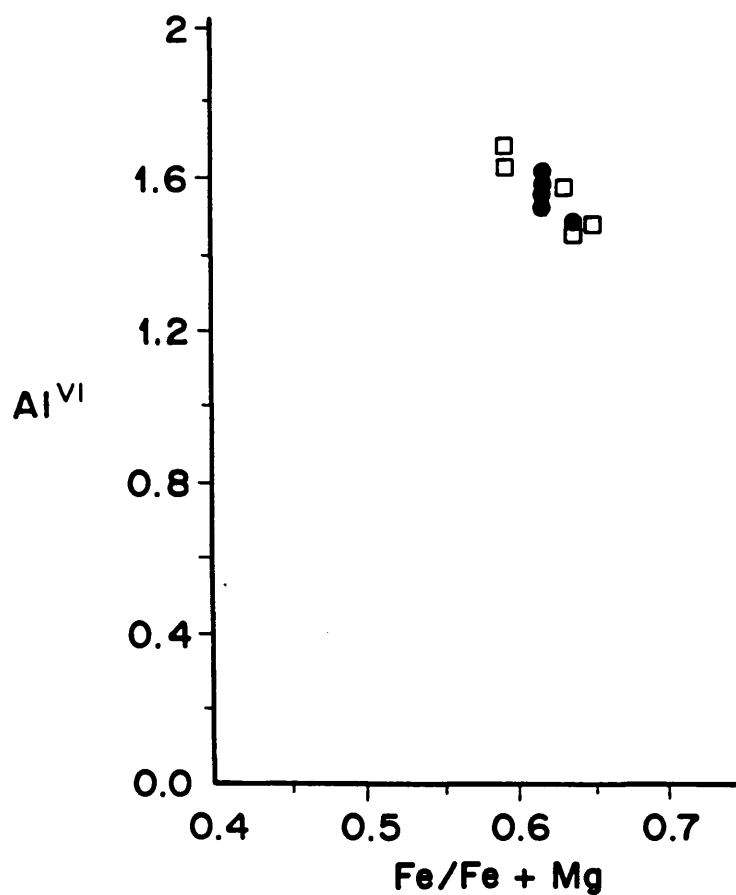


Fig.84. Diagramme binaire Al^{VI} - $Fe/(Fe+Mg)$ des chlorites syn- D_2 de la formation d'El Broumi-Ouled Hassine (Rehamna orientaux). Carreaux, chlorites de la zone à biotite; cercles noirs, chlorites de la zone à grenat. Explications: voir texte.

VI.2.4. Biotites

Les analyses des biotites reportées dans les tables 4.1 à 4.3 ont été sélectionnées à partir d'un grand nombre d'analyses (120 analyses), dont la plupart correspondent à des biotites développées au cours de l'épisode métamorphique rétrograde.

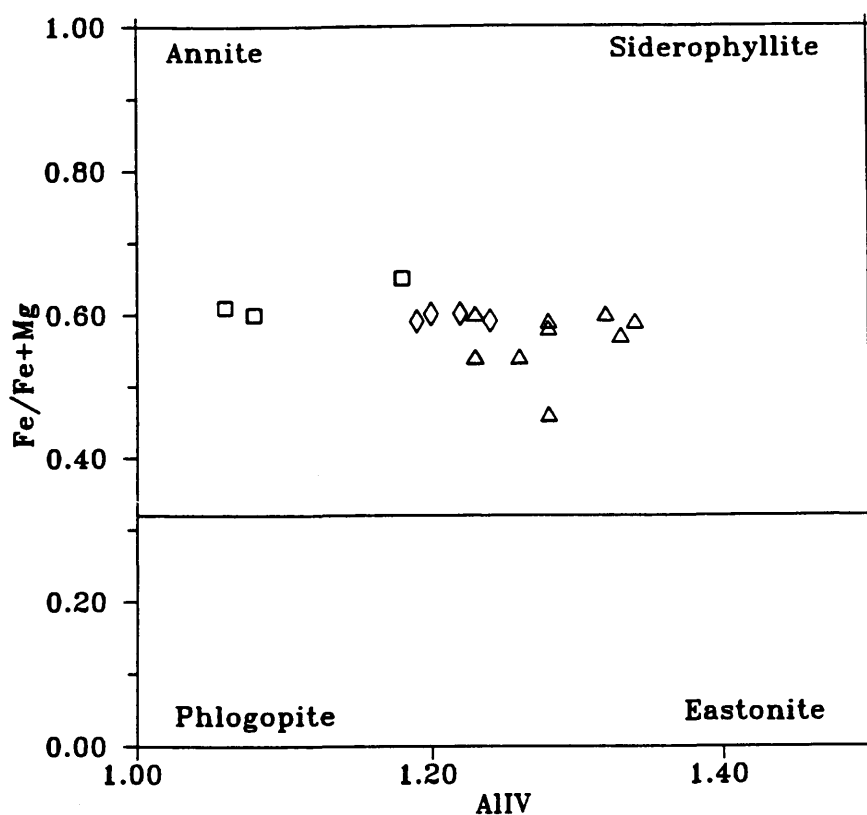


Fig.85. Diagramme Al^{IV} -Fe/(Fe+Mg) de classification des biotites syn- D_1 (formation des Skhour) et syn- D_2 (Rehamna orientaux) des lithologies métapélitiques. Carrés, biotites syn- D_1 de la zone à biotite de la formation des Skhour; hexagones, biotites syn- D_1 de la zone à grenat de la formation des Skhour; triangles, biotites syn- D_2 de la zone à staurotide des Rehamna orientaux.

La formule structurale des biotites a été calculée sur la base de 11 oxygènes; les termes finaux considérés correspondent à ceux proposés par Holdaway et al. (1988).

VI.2.4.1. Biotites contemporaines de la déformation D₁

Les biotites analysées appartiennent à la zone à biotite et celle à grenat. Elles correspondent à des biotites s.str (Fig.85). Leur chimisme tend vers les termes phlogopite-annite dans la zone à biotite, alors qu'il est intermédiaire dans la zone à grenat avec cependant une légère tendance vers les termes eastonite-sidérophyllite.

Le passage de la zone à biotite à la zone à grenat est marqué par une décroissance du rapport atomique Fe/Fe+Mg et une augmentation des teneurs en Al^{IV}. Exception faite d'une analyse de la zone à grenat qui est relativement riche en Ti et pauvre en Al^{IV} (biotite probablement rétrograde), les teneurs en Ti restent généralement constantes entre ces deux zones métamorphiques (tables 4.1, 4.2).

VI.2.4.2. Biotites contemporaines de la déformation D₂

Ces biotites appartiennent à la zone à staurotide (table 4.3). Leurs projections dans le diagramme de la fig.85 révèlent leur tendance, relativement plus nette que celle des biotites syn-D₁, vers les termes sidérophyllite-eastonite. Leurs teneurs en Ti restent globalement similaires à celles des biotites syn-D₁ qui sont par contre plus riches en fer.

VI.2.5. Staurotides

Deux générations de staurotides ont été analysées; une première produite au cours du premier épisode tectonique et une deuxième contemporaine des stades compressifs de la déformation D₂. Leur analyses sont reportées dans les tables 5.1 à 5.3, où leurs formules structurales ont été calculées sur la base de 48 oxygènes. Etant donné que l'ilménite (avec parfois le rutile) constitue la seule phase d'oxyde de Fe-Ti présente dans les échantillons analysés, la fO₂ est considérée faible à modérée et partant, le fer ferrique est supposé présent en quantités négligeables. Cette supposition constitue la base de la normalisation de la stoechiométrie des staurotides, qui a été réalisée conformément à la méthode de Holdaway et al. (1986), c'est à dire en considérant que (Si + Al) = 25.35.

Au plan chimique, il n'y a pas de différences de composition significatives entre les deux générations de staurotides analysées. Selon Deer et al. (1992), ces minéraux correspondraient à des ferro-staurotides ayant un rapport atomique Mg/Mg+Fe inférieur à 0.3 (XMg oscille entre 0.09 et 0.17). A l'exception d'une staurotide où XMg est relativement faible dans sa partie centrale, la majeure partie des staurotides présentent un zoning chimique en Mg/Mg+Fe qui croît vers les coeurs. Les bords des staurotides syn-D₂ du secteur oriental sont relativement plus riches en Mg que ceux des staurotides syn-D₁ ou syn-D₂ de la formation des Skhour (tables 5.1, 5.2 et 5.3).

Dans la zone à staurotide, le rapport atomique Mg/Fe varie entre le grenat, la biotite et la staurotide qui coexistent dans un même assemblage métamorphique. Les bords des grenats sont généralement plus riches en Fe que ceux des staurotides qui présentent des teneurs largement supérieures à celles des biotites. Cet ordre d'enrichissement en Fe est conforme à la repartition théorique de Fe et Mg entre ces phases minéralogiques (Albee, 1972). Il suggère que l'équilibre chimique est probablement atteint entre ces différentes phases. Dans la zone à grenat, les teneurs en Mg des chlorites sont supérieures à celles des bords des grenats; les biotites, quant à elles, présentent par contre un rapport atomique Mg/Fe similaire à légèrement inférieur à celui de la chlorite. Il est à noter que ces biotites ont été analysées dans un échantillon où les rapports volumétriques chlorite/biotite et chlorite/grenat sont très élevés. Ces rapports indiquent que les réactions à grenat ne sont probablement pas assez effectives pour consommer une bonne partie du fer de la chlorite. La re-équilibration de ces chlorites durant l'évolution métamorphique rétrograde peut également rendre compte de leur richesse en fer; cette possibilité est cependant écartée, puisque les températures obtenues par le thermomètre grenat-chlorite sont assez raisonnables (ch.VII).

VI.2.6. Plagioclases

Les plagioclases analysés correspondent aux blastes associés aux différents assemblages minéralogiques syn-D₁ et syn-D₂ de la formation des Skhour. Leur formules structurales, calculées sur la base de 8 oxygènes, figurent dans les tables 6.1 à 6.3. Dans ces tables, on note que les teneurs en orthose des plagioclases sont variables, avec des valeurs maximales inférieures à 0.4%.

Les plagioclases syn-D₁ s'enrichissent en anorthite parallèlement à l'incrément de l'intensité du métamorphisme: les plagioclases de la zone à biotite correspondent à des albites, avec un contenu en anorthite oscillant entre 0.87% et 1.55% (table 6.1); ceux de la zone à grenat montrent une composition variable entre les termes albite (An_{9.39}) et oligoclase (An_{12.02}) (table 6.2), alors que celui de la zone à staurotide correspond à un oligoclase ayant une teneur en anorthite de 19.02% (table 6.3).

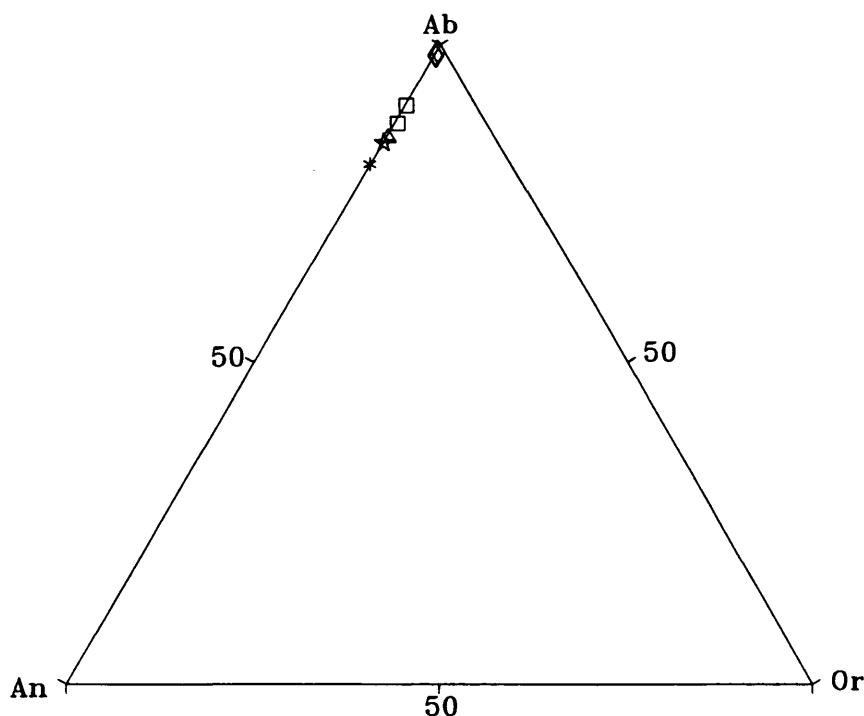


Fig.86. Diagramme triangulaire anorthite-albite-orthose des plagioclases des métapélites de la formation des Skhour. Plagioclases syn-D₁: hexagones, plagioclases de la zone à biotite; carrés, plagioclases de la zone à grenat; astérisque, plagioclase de la zone à staurotide. Plagioclases syn-D₂: étoiles, plagioclase de la zone à grenat; triangles, plagioclase de la zone à staurotide. Explications: voir texte.

L'augmentation des teneurs en anorthite des plagioclases avec l'incrément de la température (Fig. 86) reflète donc une évolution métamorphique prograde qui doit être cependant soutenue par des analyses supplémentaires puisque le nombre de plagioclases analysés est faible.

Le plagioclase syn-D₂ de la zone à grenat (table 6.2) correspond à une oligoclase présentant des teneurs en Ca légèrement inférieures à celles de l'oligoclase analysée dans la zone à staurotide (table 6.3).

VI.2.7. Oxydes de Fe-Ti

Les oxydes de Fe-Ti analysés appartiennent généralement aux assemblages minéralogiques de la matrice qui soulignent les plans de schistosité des deux premières phases tectoniques D_1 et D_2 . En ce qui concerne la deuxième génération d'oxydes, les analyses n'ont intéressé que ceux associés aux stades compressifs de la déformation D_2 . Certaines analyses ont porté également sur les oxydes qui définissent les plans d'anisotropie planaire interne des grenats. L'ensemble de ces analyses figure dans les tables 7.1 à 7.10. L'estimation du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} et le calcul de la norme moléculaire des oxydes ont été basés sur la méthode de Rumble (1973), avec cependant quelques modifications qui ont porté sur la considération, d'une part, du terme geikialite dont la présence est révélée par les teneurs en Mg que présentent parfois ces minéraux, et d'autre part, du terme rutile qui correspondra à l'excès de TiO_2 . Dans le système $FeO-1/2Fe_2O_3-TiO_2$, la majeure partie des oxydes correspondent à des ilménites parfois riches en rutile et présentant des teneurs en pirophanite souvent supérieures à celles en geikialite.

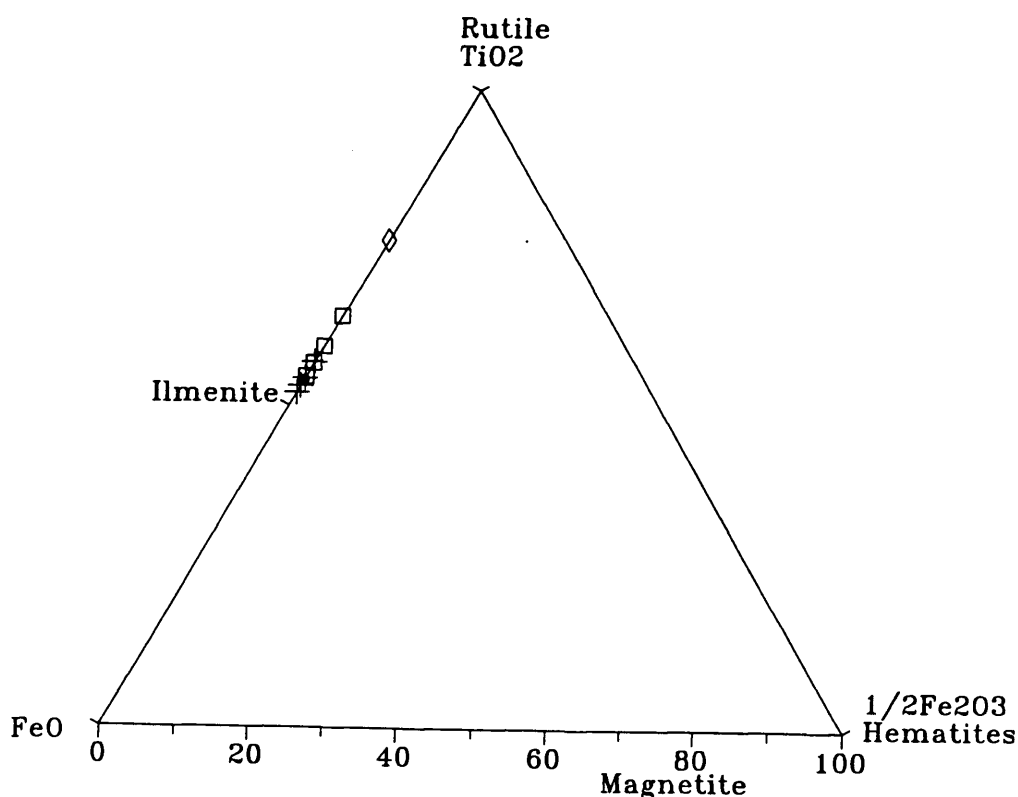


Fig.87. Diagramme ternaire $FeO-1/2Fe_2O_3-TiO_2$ des oxydes de Fe-Ti syn- D_1 de la formation des Skhour. Hexagones, oxyde de Fe-Ti de la zone à chlorite; carrés, oxydes de Fe-Ti de la zone à biotite; croix, oxydes de Fe-Ti de la zone à grenat; points, oxydes de Fe-Ti de la zone à staurotide.

VI.2.7.1. Oxydes de Fe-Ti contemporains de la déformation D_1

Les oxydes de la formation des Skhour sont reportés dans les tables 7.1 à 7.5. Ils ne présentent pas de Fe^{3+} , à l'exception de deux analyses dont les teneurs en hématite sont de 2.96 et 5.48%; ces deux ilménites sont relativement riches en pirophanite, alors qu'elles ne présentent pas de rutile.

Si on fait abstraction de la seule analyse disponible dans la zone à chlorite (analyse, d'ailleurs non représentative), on constate que les teneurs en pirophanite diminuent de manière irrégulière avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme (tables 7.2, 7.4 et 7.5)(Cassidy et Groves, 1988; Frost, 1991).

Dans le diagramme $FeO-1/2Fe_2O_3-TiO_2$ de la fig.87, on remarque que les oxydes de Fe-Ti de la zone à chlorite et celle à biotite sont relativement plus riches en TiO_2 que ceux de la zone à grenat et celle à staurotide qui présentent par contre des compositions chimiques tendant vers l'ilménite s.str. Cette évolution chimique indique une transformation progressive du rutile primaire en ilménite parallèlement à l'incrément de l'intensité du métamorphisme. Au plan chimique, l'ilménite formant partie de la schistosité interne des grenats (table 7.3) ne présente pas de différences notables avec celles qui impriment les plans de schistosité externe.

VI.2.7.2. Oxydes de Fe-Ti contemporains de la déformation D_2

La majeure partie des oxydes de Fe-Ti syn- D_2 des Rehamna orientaux est dépourvue de fer ferrique, sauf de deux analyses qui montrent des contenus faibles de 0.50% et 2.82% (tables 7.9 et 7.10). Dans le diagramme $FeO-1/2Fe_2O_3-TiO_2$ de la fig.88, ces oxydes se groupent en deux populations, dont l'une est à composition chimique prédominée par le rutile et l'autre est à tendance nette vers la composition idéale de l'ilménite s.str. Cette répartition bimodale ne traduit pas une décroissance du contenu en rutile avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme, puisque les oxydes de Fe-Ti relativement riches en TiO_2 appartiennent à différentes zones métamorphiques. La composition chimique de cette dernière population traduit tout simplement une transformation régionale incomplète du rutile en ilménite. La deuxième population, incluant des oxydes de la zone

à grenat relativement plus riches en TiO_2 que ceux de la zone à staurotide qui arrivent à atteindre la composition de l'ilménite s.str, indique par contre une diminution progressive des teneurs en rutile parallèlement à l'augmentation de la température.

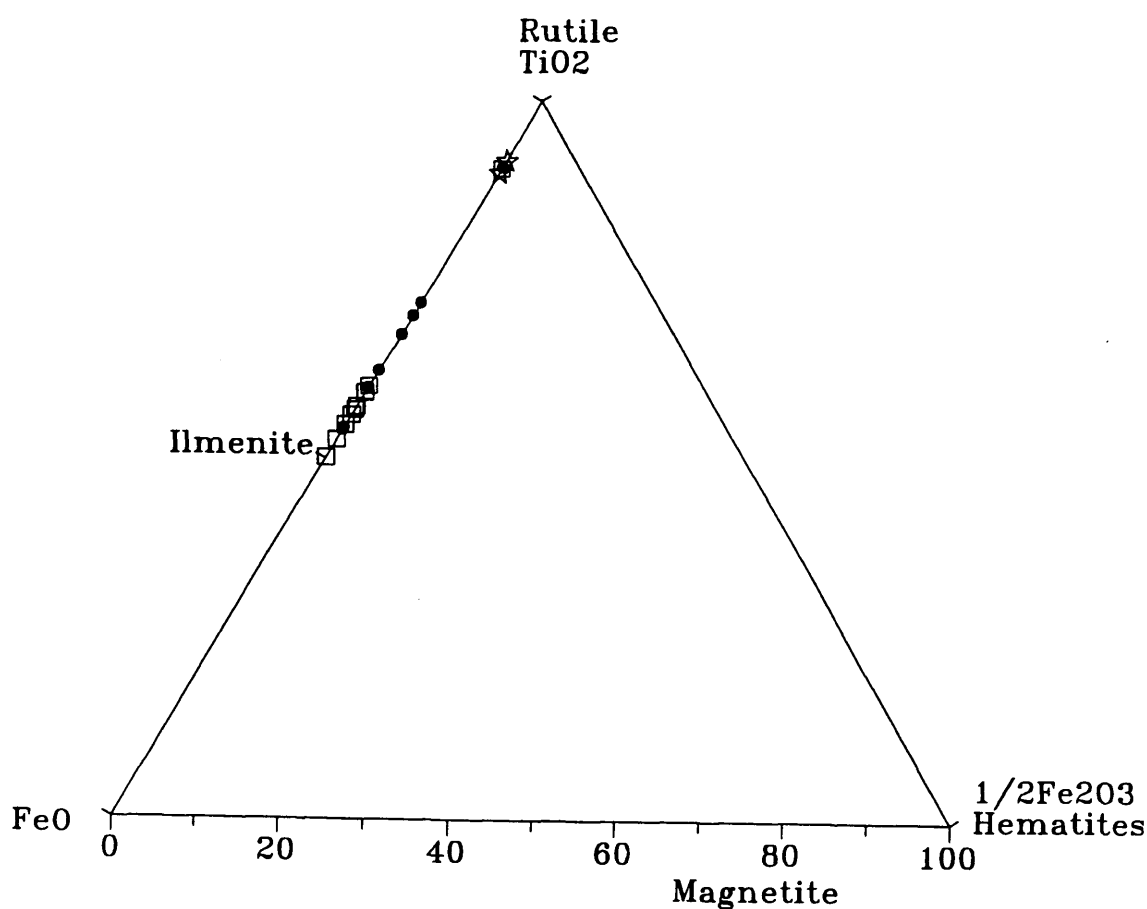


Fig.88. Diagramme $\text{FeO}-1/2\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ des oxydes de Fe-Ti syn-D₂ des Rehamna orientaux. Etoiles, oxydes de Fe-Ti de la zone à biotite; points, oxydes de Fe-Ti de la zone à grenat; carrés, oxydes de Fe-TiO de la zone à staurotide.

En ce qui concerne la pirophanite, ses teneurs varient de manière irrégulière avec la température; elles augmentent de la zone à biotite à la zone à grenat pour diminuer ensuite dans la zone à staurotide (tables 7.6, 7.7 et 7.10).

Les oxydes qui définissent la schistosité interne des grenats (tables 7.8 et 7.9) présentent des compositions chimiques similaires à celles des oxydes de la matrice.

Les deux analyses d'oxydes de Fe-Ti disponibles dans la zone à grenat et celle à staurotide de la formation des Skhour ne montrent pas de différences notables avec celles du secteur oriental (tables 7.7 et 7.10).

VI.2.8. Rutile

Comme on l'a signalé dans le chapitre pétrographie, le rutile est associé aux divers assemblages minéralogiques de la séquence métamorphique barroviennne. Il définit les foliations externes S_1 et S_2 ou/et les fabriques planaires internes des porphyroblastes de grenat et de staurotide. Ces bords sont le plus souvent transformés en ilménite.

Le calcul de la formule structurale du rutile a été réalisée sur la base de 24 oxygènes (tables 8.1 et 8.2). Les rutilites syn- D_1 des métapélites de la formation des Skhour sont formés presque exclusivement de TiO_2 (table 8.1), alors que ceux contemporains des stades compressifs de la déformaion D_2 dans le secteur oriental présentent des teneurs relativement plus faibles (table 8.2) avec une valeur minimale (90.73% TiO_2) correspondant à celle d'un rutile inclu dans un porphyroblaste de grenat. Les faibles teneurs en TiO_2 de la deuxième génération s'expliquent par le fait que les minéraux analysés sont partiellement transformés en ilménites.

VI.3. METABASITES

L'étude minéralochimique sera limitée aux phases minéralogiques des metabasites de Ouled Abdellah (formation des Skhour) et de Lalla Tittaf (Rehamna orientaux).

Rappelons que les metabasites de Ouled Abdellah sont intercalées dans les métapélites à biotite et celles à grenat et développent des paragenèses minéralogiques contemporaines du premier épisode tectonique. Celles de Lalla Tittaf sont affectées par les stades compressifs de la deuxième phase tectonique; leur encaissant métasédimentaire est caractérisé par des assemblages minéralogiques à staurotide.

VI.3.1. Grenat

L'occurrence des grenats est restreinte aux metabasites de Lalla Tittaf, où ils se présentent en porphyroblastes subidiomorphes et syn-schisteux. Leurs analyses chimiques sont reportées dans les tables 9.1 à 9.5.

VI.3.1.1. Compositions et zoning

VI.3.1.1.1. Compositions

Il s'agit de grenats de type almandin, relativement plus riches en grossulaire que ceux des métapélites.

La composition moyenne de leurs coeurs ($\text{Alm}_{48.90}$ $\text{Spes}_{24.73}$ $\text{Pyr}_{5.92}$ $\text{Gros}_{18.09}$ $\text{Uw}_{0.01}$ $\text{Andr}_{2.34}$) est légèrement supérieure à celle des bords ($\text{Alm}_{43.36}$ $\text{Spes}_{23.04}$ $\text{Pyr}_{5.29}$ $\text{Gros}_{26.20}$ $\text{Uw}_{0.03}$ $\text{Andr}_{2.10}$) en almandin et spessartine, alors qu'elle est plus faible en grossulaire. Toutefois, si on fait abstraction des inversions de zoning sur les bords, on note que la croissance de ces grenats est prograde puisqu'elle est accompagnée d'une légère augmentation des teneurs en almandin et en pyrope et d'une diminution des teneurs en spessartine (Fig.89).

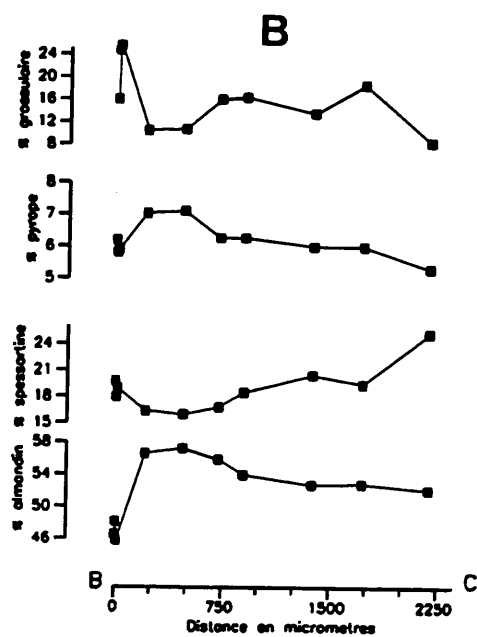
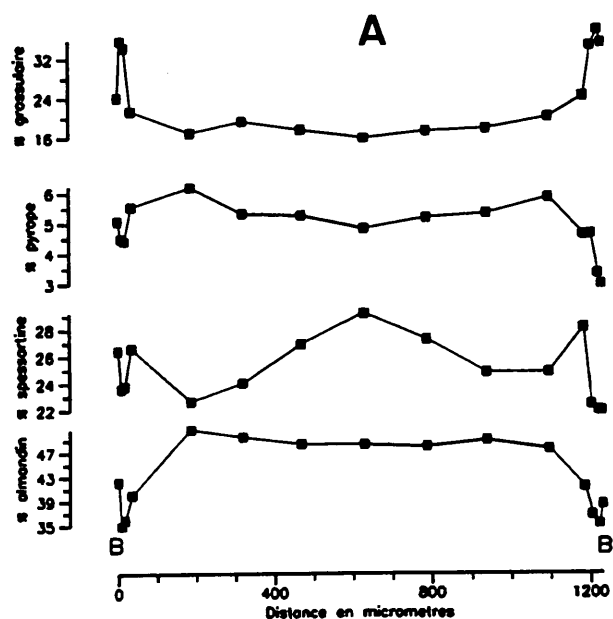


Fig.89. Profils de zoning de deux grenats des metabasites de Lalla Tittaf.

VI.3.1.1.2. Zoning

La zonation des grenats, traduite par une évolution chimique légèrement croissante vers les

bords en pyrope et en almandin et décroissante en spessartine (Fig.89), est de type croissance continue. Leurs rapports atomiques Fe/Fe+Mg restent constants ou diminuent légèrement vers les bords; ils tendent par contre à augmenter sur les bords des grenats présentant une inversion de zoning. Leurs profils de zonation en grossulaire sont de deux types:

-un profil traduisant une inversion de la loi de zoning exprimée par une augmentation du contenu en grossulaire vers les bords (Fig.89A, tables 9.1, 9.2 et 9.5). Sachant que les coeurs de ces grenats sont plus riches en épidotes que les bords, on conclut que l'enrichissement de ces derniers en CaO est dû à la consommation de cette phase calcique lors des stades ultimes de croissance des grenats. Cet enrichissement est probablement accentué par les re-équilibrations rétrogrades des bords resorbés.

-un profil aplati sans variation significative des teneurs en grossulaire (Fig.89B, tables 9.3 et 9.4).

Les bords des grenats montrent le plus souvent une inversion de la loi de zoning consistant en l'incrément des teneurs en MnO et la diminution des teneurs en MgO et FeO (Fig.89). Etant donné que les grenats sont subidiomorphes, ces inversions sont à rapporter à une re-équilibration des bords postérieurement au pic métamorphique régional.

VI.3.2. Amphiboles

Les amphiboles analysées appartiennent aussi bien aux metabasites de Lalla Tittaf (Rehamna orientaux) qu'à celles de Ouled Abdellah (formation des Skhour). Leurs formules structurales ont été calculées sur la base de 23 oxygènes et 13 cations, avec exclusion du Na, K et Ca. Le choix de cette option de calcul est basé sur les recommandations de Robinson et al. (1982) dans le cas d'amphiboles calciques. Selon cette méthode, Mn, Fe²⁺ et Mg sont exclus du site M4; par conséquent, le composant cummingtonitique, qui est en principe présent en quantités négligeables dans les amphiboles calciques, est supprimé.

La répartition des cations dans les sites a été établie de la manière suivante:

Cations	Sites
Si-----	T
Al-----	M2 ou T
Ti-----	M2
Fe ³⁺ -----	M1, M2 ou M3
Mg ²⁺ -----	M1, M2, M3
Fe ²⁺ -----	M1, M2, M3
Mn-----	M1, M2, M3
Ca-----	M4
Na-----	M4 ou A
K-----	A

Cette répartition est conditionnée par deux restrictions: la somme des cations dans le site M₂ ne devrait pas dépasser 2 et le déficit des cations dans les sites est limité seulement au site A.

VI.3.2.1. Métabasites de Lalla Tittaf

Rappelons que les fabriques planaires S₂ des corps basiques du secteur oriental sont

engendrées par les stades compressifs de la déformation D_2 .

Deux types d'amphiboles caractérisent ces metabasites (ch.V.3): des actinotes incolores à légèrement bleu-vertes et des hornblendes bleu-vertes à vertes. Les premières amphiboles ont été rencontrées dans quelques affleurements de métadiabases de Lalla Tittaf, où elles se présentent comme des reliques à l'intérieur des hornblendes. En l'absence de plans d'anisotropie planaire dans ces roches, la croissance des actinotes peut être syn et/ou anté-schisteuse par rapport aux plans de schistosité régionale S_2 .

Dans les tables 10.1 à 10.5 sont reportées les analyses des amphiboles syn- D_2 ainsi que leurs formules structurales. La répartition des cations dans les sites confirme la validité de la méthode de calcul choisie: les sommes des cations dans les sites T et C sont respectivement de 8 et 5. Le remplissage du site A est faible; il ne dépasse pas 30% de sa capacité de remplissage théorique, sauf pour une amphibole où il atteint 39%. À part quelques amphiboles où le remplissage du site B est légèrement inférieur à 2, le site M_4 présente généralement la quantité prévue théoriquement (2 cations). Sachant que le contenu en Na^{M4} varie entre 0.6 et 0.31 et que la somme $(Ca+Na)^B$ est supérieure à 1.34, les amphiboles incolores à légèrement bleu-vertes s'identifient selon la classification de Leake (1978) comme des actinotes et des hornblendes actinotiques; celles bleu-vertes à vertes sont des magnésio-hornblendes, des hornblendes tschermakitiques et des tschermackites (Fig.90).

VI.3.2.2. Métabasites de Ouled Abdellah

Les amphiboles analysées (table 15) appartiennent aux métadiabases. Deux types d'amphiboles caractérisent ces lithologies: des actinotes incolores à légèrement bleu-vertes et des hornblendes bleu-vertes à vertes. Bien que la position des amphiboles par rapport aux plans de schistosité régionale S_1 est impossible d'établir en raison de l'absence de plans de schistosité dans les métadiabases, le zoning qu'elles développent, consistant en la préservation de reliques d'amphiboles incolores (actinotes) à l'intérieur des amphiboles bleu-vertes à vertes (hornblendes), traduit une évolution métamorphique prograde qui indique, à la rigueur, que la croissance de l'actinote est antérieure à celle de la hornblende.

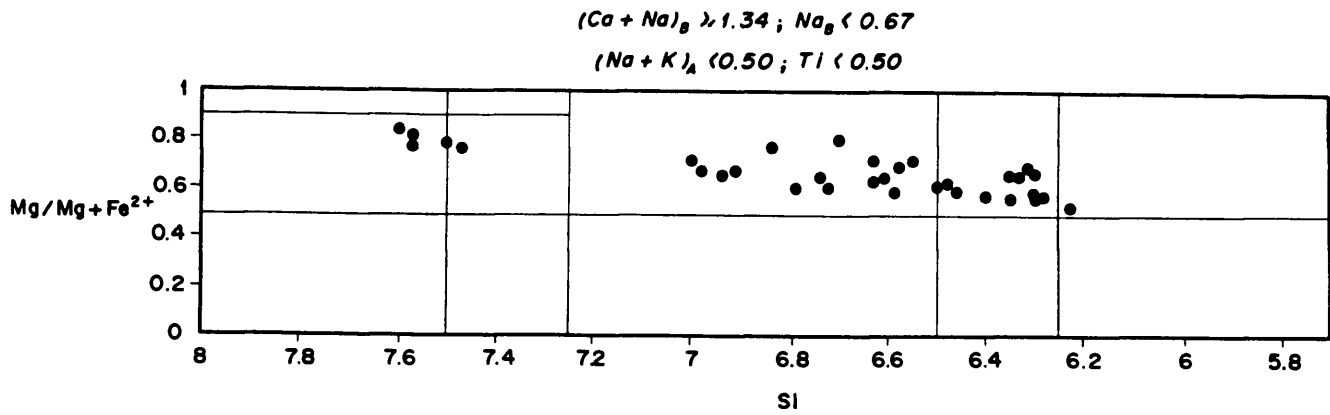


Fig.90. Classification des amphiboles des metabasites de Lalla Tittaf (Rehamna orientaux) selon la nomenclature de l'I.M.A. (Leake, 1978).

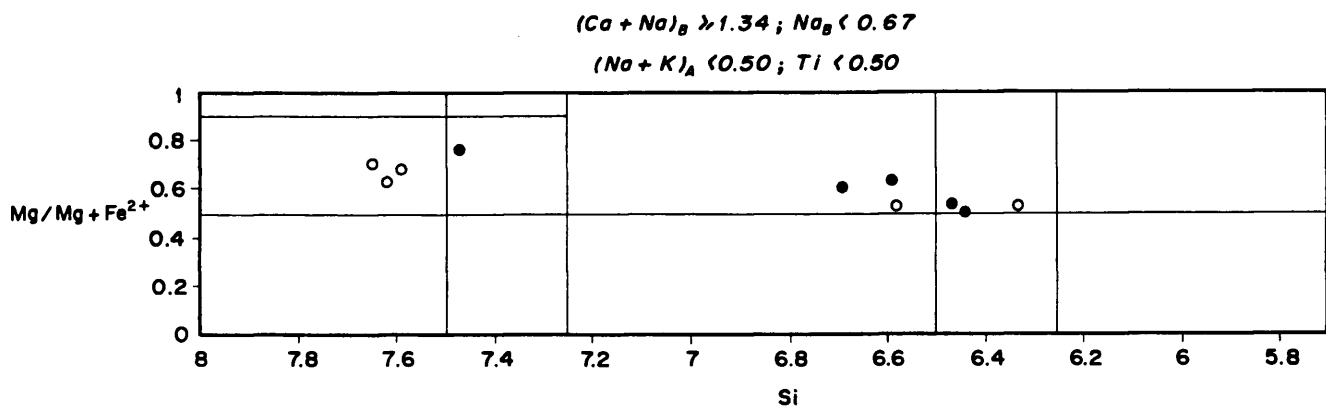


Fig.91. Classification des amphiboles des metabasites de Ouled Abdellah selon la nomenclature de l'I.M.A. (Leake, 1978).

De même que dans le cas des amphiboles des metabasites de Lalla Tittaf, la méthode de calcul choisie n'a pas altéré les limites chimico-cristallographiques des amphiboles: le remplissage du site A est faible, puisqu'il ne dépasse guère 39% de sa capacité d'occupation. Il est cependant plus occupé que celui des amphiboles des metabasites de Lalla Tittaf. Sachant que les teneurs en $(Na + K)^A$ diminuent avec l'incrément de la température (Graham, 1974; Grapes et Graham, 1978; Laird et Albee, 1981), ces différences de remplissage du site A sont attribuées aux différences des conditions thermiques du métamorphisme ayant affecté les metabasites de Ouled Abdellah et celles de Lalla Tittaf qui sont respectivement métamorphisées dans les faciès des schistes verts et des amphibolites. Cette attribution n'écarterait cependant pas l'effet de la composition chimique des metabasites. En ce qui concerne la somme des cations dans le site M4, elle est généralement conforme à la valeur théorique, sauf dans quelques amphiboles où elle est inférieure à 2. De ce qui précède, et en tenant en compte que le contenu en Na^{M4} varie entre 0.02 et 0.23 et que la somme $(Ca + Na)^B$ est supérieure à 1.34, ces amphiboles correspondent selon la classification de Leack (1978) à des actinotes (amphiboles incolores à légèrement bleu-vertes), des magnésio-hornblendes et des hornblendes tschermakitiques (amphiboles bleu-vertes à vertes) dans la zone à biotite, ou à des hornblendes actinotiques (amphiboles incolores à légèrement bleu-vertes), des magnésio-hornblendes, des hornblendes tschermakitiques et des hornblendes-ferrotschermakitiques (amphiboles bleu-vertes à vertes) dans la zone à grenat (Fig.91).

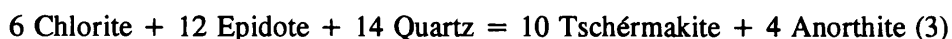
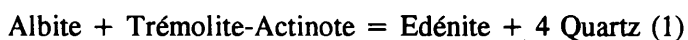
Le passage de la zone à biotite à la zone à grenat est marqué par une variation de la composition moyenne des amphiboles (actinotes et hornblendes) qui s'est traduite par un incrément des teneurs en Al^{IV} , Al^{VI} , Na^{M4} , Fe^{3+} et, en proportions très faibles, $(Na + K)^A$.

Bien que le Na^{M4} augmente de la zone à biotite à la zone à grenat, les amphiboles présentent des contenus inférieurs à 0.2. Autrement dit, la teneur en Na^{M4} est inférieure à la limite au niveau de laquelle les substitutions de type glaucophane au sens large s'opèrent dans les amphiboles calciques (Grapes et Graham, 1978).

Les teneurs en Ti restent par contre constantes dans les amphiboles des deux zones métamorphiques; elles ont été probablement tamponnées par l'ilménite qui entre en équilibre avec les hornblendes.

L'étude systématique des metabasites barroviennes en fonction de la zonation métamorphique montre que les hornblendes bleu-vertes commencent à se former au dépens de l'actinote à partir de

la partie inférieure du faciès des schistes verts, et plus précisément à partir de l'isograde Gr+ des lithologies métapélitiques (Wiseman, 1934). Dans les metabasites de Ouled Abdellah, l'apparition de l'hornblende est par contre précoce, puisque ce minéral prédomine dans la partie supérieure de la zone à biotite où les actinotes ne sont que rarement rencontrées. L'occurrence des hornblendes dans la zone à biotite, voire même dans la zone à chlorite, a été signalée par Graham (1974) dans les metabasites dalradiennes. De telles occurrences d'amphiboles à basse température sont expliquées par le caractère négatif et faible de la pente de réaction (dP/dT) qui contrôle la substitution de type édénite (Graham, 1974; Grapes et Graham, 1978; Graham et Navrotsky, 1986). Le caractère négatif de la pente de cette réaction explique bien l'existence à basse température d'hornblendes riches en édénites dans les metabasites de moyenne pression et leur absence à basse pression. Dans ce dernier cas, les substitutions de type tschermakite (contrôlées par les réactions 2 et 3) prédominent par contre à partir de la zone de transition du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites, alors que les substitutions de type édénite (contrôlées par la réaction 1) ne se manifestent qu'à des températures relativement élevées (Grapes et Graham, 1978).



Les metabasites de la formation des Skhour sont limitées à la zone à biotite et celle à grenat, où la variation de composition chimique des amphiboles abordée précédemment, bien qu'elle est impossible de préciser en termes de substitutions en raison du nombre relativement faible d'analyses disponibles, suggère la mise en jeu de la substitution tschermakitique. Sachant que les teneurs moyennes en (Na+K)^A des amphiboles (actinotes et hornblendes) de la zone à biotite sont légèrement inférieures à celles des amphiboles de la zone à grenat, on conclut que les substitutions de type édénite sont peu effectives dans ces zones métamorphiques et qu'elles se sont probablement opérées à plus basse température. Cette supposition ne peut malheureusement pas être vérifiée en l'absence de corps basiques dans la zone à chlorite. Cependant, si on considère les travaux expérimentaux de Graham et Navrotsky (1986), on peut conclure que les pressions qu'ont subi les metabasites de la formation des Skhour sont assez élevées pour permettre l'apparition précoce d'amphiboles riches en édénite dans la zone à chlorite; les substitutions de type tschermakite prennent ensuite le relais à partir de la zone à biotite en donnant naissance à des amphiboles riches en composant tschermakitique.

L'autre possibilité à considérer consiste à envisager une évolution métamorphique barrovienne sous des pressions relativement basses. Cette possibilité est peu probable puisque, d'une part, l'occurrence des hornblendes à basse température n'a jamais été signalée dans des metabasites métamorphisées sous des pressions relativement faibles, et d'autre part, les résultats relativement élevés des estimations géobarométriques de ce travail (ch.VII) contredisent une telle occurrence.

VI.3.2.3. Substitutions

La variation de composition des amphiboles peut être décrite en fonction des substitutions qui s'opèrent à partir de la molécule de base trémolite-actinote (Spear, 1981; Robinson et al., 1982). Huit substitutions peuvent être mises en jeu:

1. $\square(\text{A}) + \text{Si}(\text{IV})$	$= \text{Na}(\text{A}) + \text{Al}(\text{IV})$	Edénite
2. $2\text{Si}(\text{IV}) + 2\text{Mg}(\text{VI})$	$= 2\text{Al}(\text{IV}) + 2\text{Al}(\text{VI})$	Tschérmakite
3. $2\text{Si}(\text{IV}) + 2\text{Mg}(\text{VI})$	$= 2\text{Al}(\text{IV}) + 2\text{Fe}^{3+}(\text{VI})$	Ferritschérmakite
4. $2\text{Ca}(\text{M4}) + 2\text{Mg}(\text{VI})$	$= 2\text{Na}(\text{M4}) + 2\text{Al}(\text{VI})$	Glaucophane
5. $2\text{Ca}(\text{M4}) + 2\text{Mg}(\text{VI})$	$= 2\text{Na}(\text{M4}) + 2\text{Fe}^{3+}(\text{VI})$	Riebeckite
6. $\square(\text{A}) + \text{Ca}(\text{M4})$	$= \text{Na}(\text{A}) + \text{Na}(\text{M4})$	Richterite
7. $2\text{Si}(\text{IV}) + \text{Mg}(\text{VI})$	$= 2\text{Al}(\text{IV}) + \text{Ti}(\text{VI})$	Ti-tschérmakite
8. $\square(\text{A}) + \text{Mg}(\text{VI}) + 2\text{Si}(\text{IV})$	$= \text{Na}(\text{A}) + \text{Al}(\text{VI}) + 2\text{Al}(\text{IV})$	Pargasite

Les substitutions qu'on va aborder vont être limitées aux amphiboles des metabasites de Lalla Tittaf, dont nous disposons d'un grand nombre d'analyses chimiques.

Dans la Fig.92a, on note que la composition des amphiboles s'ordonne parallèlement à la ligne $\text{Al}^{\text{IV}} = ((\text{Na} + \text{K})^{\text{A}} + 2\text{Ti} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+})$ et partant, on peut conclure, en première analyse, que l' Al^{IV} est impliqué dans les substitutions 1, 2, 3 et 7.

L'intersection de la ligne correspondant aux compositions des amphiboles avec l'axe des abscisses à environ 0.15 implique qu'une partie de $(\text{Na} + \text{K})^{\text{A}}$, Ti , Al^{VI} et Fe^{3+} est impliquée dans d'autres substitutions, telles que celles de type glaucophane, richterite, riebeckite et/ou Ti-tschérmakite.

La mise en jeu des trois premières substitutions peut être ressentie à partir des teneurs en Na des amphiboles qui arrivent à dépasser 0.2%. La construction des diagrammes $\text{Na}^{\text{M4}}\text{-Al}^{\text{VI}}$ (substitution de type glaucophane, Fig.93a) et $\text{Na}^{\text{M4}}\text{-(Na+K)}^{\text{A}}$ (substitution de type richterite, Fig.93b) ne montre pas de corrélation entre les éléments en question. Par contre, la bonne corrélation $\text{Na}^{\text{M4}}\text{-Fe}^{3+}$ (Fig.93c) met en relief l'importance de la substitution de type riebeckite dans la variation du chimisme des amphiboles. Cependant, l'alignement des diverses compositions des amphiboles au dessous de la courbe $\text{Na}^{\text{M4}}\text{-Fe}^{3+}$ du diagramme de la fig.93c, suggère qu'une partie des teneurs en Fe^{3+} relève de la substitution de type ferritschermakite.

Le diagramme de la fig.93d montre une bonne corrélation $\text{Al}^{\text{IV}}\text{-Ti}$ qui traduit l'implication de la substitution Ti-tschermakitique dans la variation du chimisme des amphiboles.

Enfin, bien que le diagramme $\text{Al}^{\text{IV}}\text{= (Na+K)}^{\text{A}}\text{+2Ti+Al}^{\text{VI}}\text{+Fe}^{3+}$ (Fig.92a) montre une bonne corrélation des données chimiques, suggérant ainsi l'implication éventuelle des substitutions édénitique et tschermakitique dans la variation de composition des amphiboles, le diagramme de la fig.94b révèle que la première substitution n'a pas eu lieu, alors que la bonne corrélation $\text{Al}^{\text{VI}}\text{-Al}^{\text{IV}}$ sur la diagramme de la fig.92b confirme par contre la participation effective de la substitution tschermakitique.

En résumé, l'étude des processus de substitution indique que la variation de composition des amphiboles de Lalla Tittaf relève des substitutions de type tschermakite, ferritschermakite, Ti-tschermakitique et riebeckite. Ces variations de composition ne peuvent être attribuées avec certitude à la variation de température à l'intérieur de la zone à staurotide, puisque les métabsites en question couvrent une zone d'affleurement d'extension relativement faible. Dans une telle situation, seul le chimisme variable des protolites peut rendre compte des variations de composition des amphiboles.

VI.3.2.4. "Gap" de composition entre l'actinote et la hornblende

VI.3.2.4.1. Introduction

Les métadiabases des Rehamna orientaux et de la formation des Skhour sont caractérisées par la coexistence de l'actinote avec la hornblende. Cette coexistence a été signalée dans d'autre ré-

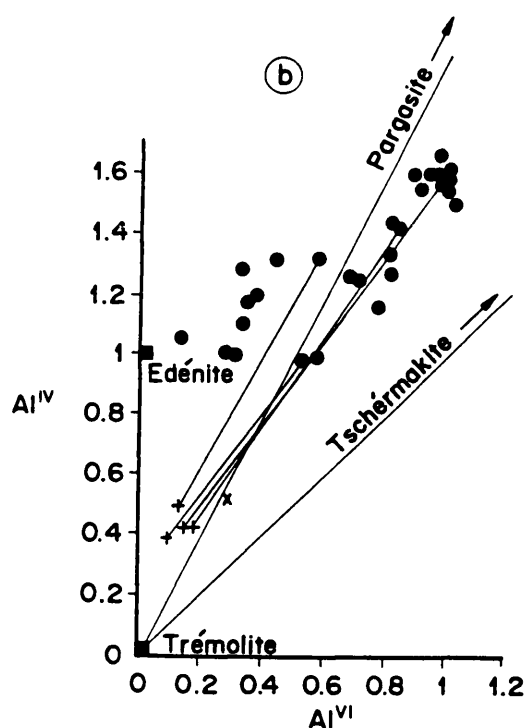
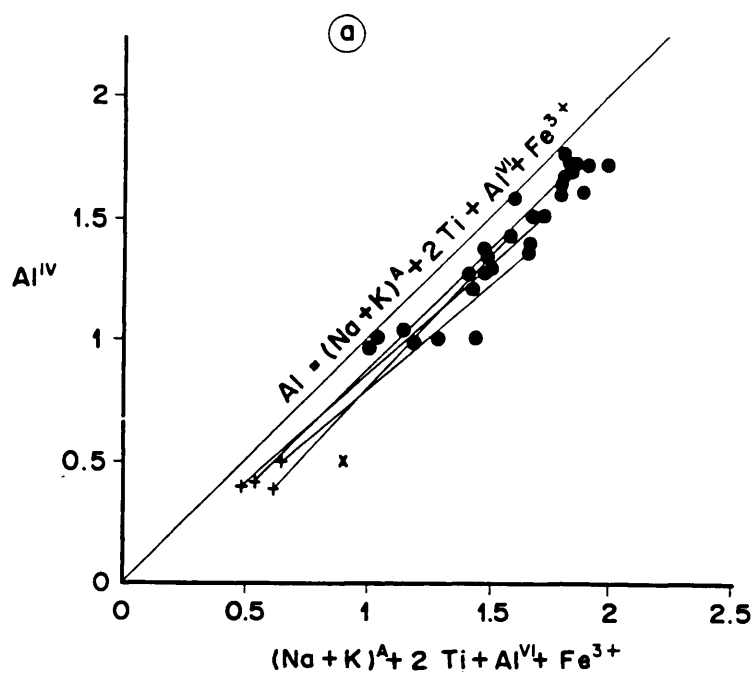


Fig. 92. a, diagramme $Al^{IV} = (Na + K)^A + 2Ti + Al^{VI} + Fe^{3+}$ mettant en relief l'implication éventuelle de l' Al^{IV} dans les substitutions de type édénite, tschérmakite, Ti-tschérmakite et ferritschérmakite dans les amphiboles des metabasites de Lalla Tittaf; b, diagramme Al^{VI} - Al^{IV} . Croix, hornblendes actinotiques; plus, actinote; cercles noirs, hornblendes. Les amphiboles reliées par une ligne correspondent au couple actinote-hornblende qui coexistent au niveau du même grain. Explications: voir texte.

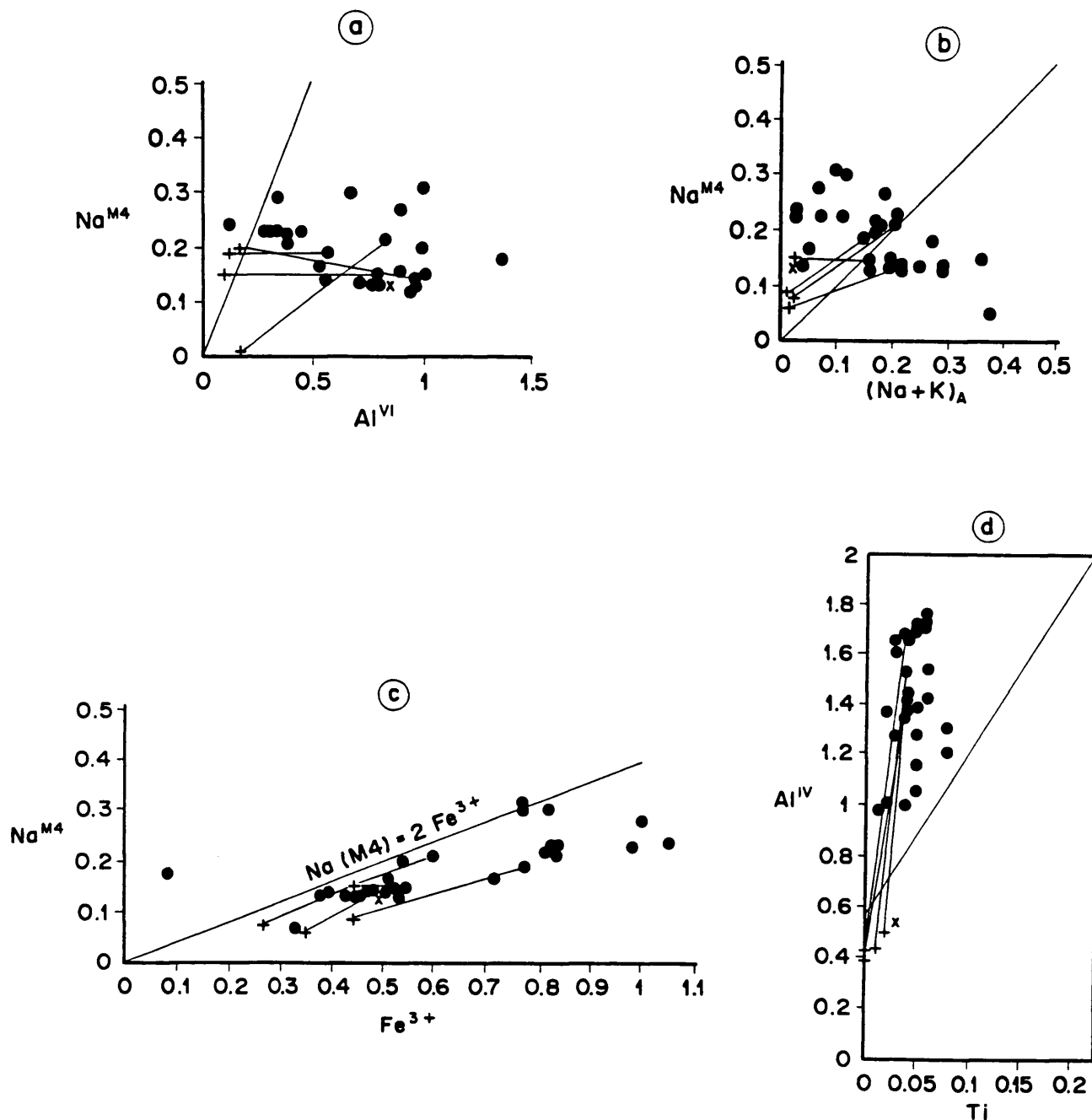


Fig.93. Diagrammes binaires illustrant les substitutions qui ont eu lieu dans les amphiboles des métabasites de Lalla Tittaf. a, substitution de type glaucophane; b, substitution de type richterite; c, substitution de type riebeckite; d, substitution de type Ti-tschermakite. Les amphiboles reliées par une ligne correspondent aux paires actinotes-hornblendes des métadiabases de Lalla Tittaf. Explications: voir texte.

gions par un grand nombre d'auteurs (Shido et Miyashiro, 1959; Klein, 1969; Bard, 1970; Cooper et Lovering, 1970; Brady, 1974; Heitanen, 1974; Graham, 1974; Grapes, 1975; Mish et Rice, 1975; Tagiri, 1977; Allen et Goldie, 1978; Grapes et Graham, 1978; Maruyama et al., 1983; Arai et Hirai, 1985; Bégin et Carmichael, 1992) qui se sont engagés dans un débat sur l'existence ou non du "gap" de miscibilité dans la série actinote-hornblende.

L'existence du "gap" de miscibilité à basse température est contredite par Grapes et Graham (1978). Ces auteurs appuient leurs positions par:

- L'existence d'une variation chimique continue entre l'actinote et la hornblende.

- La plus ou moins absence d'un contact optique franc entre les deux amphiboles coexistantes à l'échelle du même grain.

La présence apparente du "gap" de composition est rapportée par ces auteurs aux critères suivants, qui s'opèrent au niveau de la zone de transition du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites:

- Les réactions donnant naissance à la hornblende font intervenir, en plus de l'actinote, la chlorite, l'épidote et l'albite. Si les compositions chimiques de ces trois réactants varient rapidement, un "gap" de composition s'établit entre l'actinote et la hornblende.

- Les réactions faisant intervenir le plagioclase sont très significatives dans l'établissement du "gap". Dans les régions où le "gap" de péristérine est observé, la production du plagioclase calcique est accompagnée par l'augmentation des teneurs en aluminium des hornblendes de telle manière qu'il y'a une transition chimique discontinue entre celles-ci et l'actinote. Dans les régions où le "gap" de péristérine est absent, cette transition est par contre progressive.

- La présence du "gap" est accentuée d'avantage par la combinaison du couple de substitutions de types édénite et tschermakite qui engendrent un saut de composition discontinu entre les deux amphiboles, tout en donnant naissance au terme final pargasite dans un interval de température réduit.

- Les réactions des amphiboles calciques sont lentes à basse température. Sachant que la

transition du faciès des schistes vertes au faciès des amphibolites se fait dans un interval de température réduit, ces réactions sont donc incomplètes et par conséquent, elles vont résulter en la persistance de textures réactionnelles entre l'actinote et la hornblende.

Les auteurs en faveur de l'existence du "gap" de miscibilité (Shido et Miyashiro, 1969; Klein, 1969; Cooper et loovering, 1970; Bégin et Carmichael, 1992, entre autres) font recours aux critères suivants:

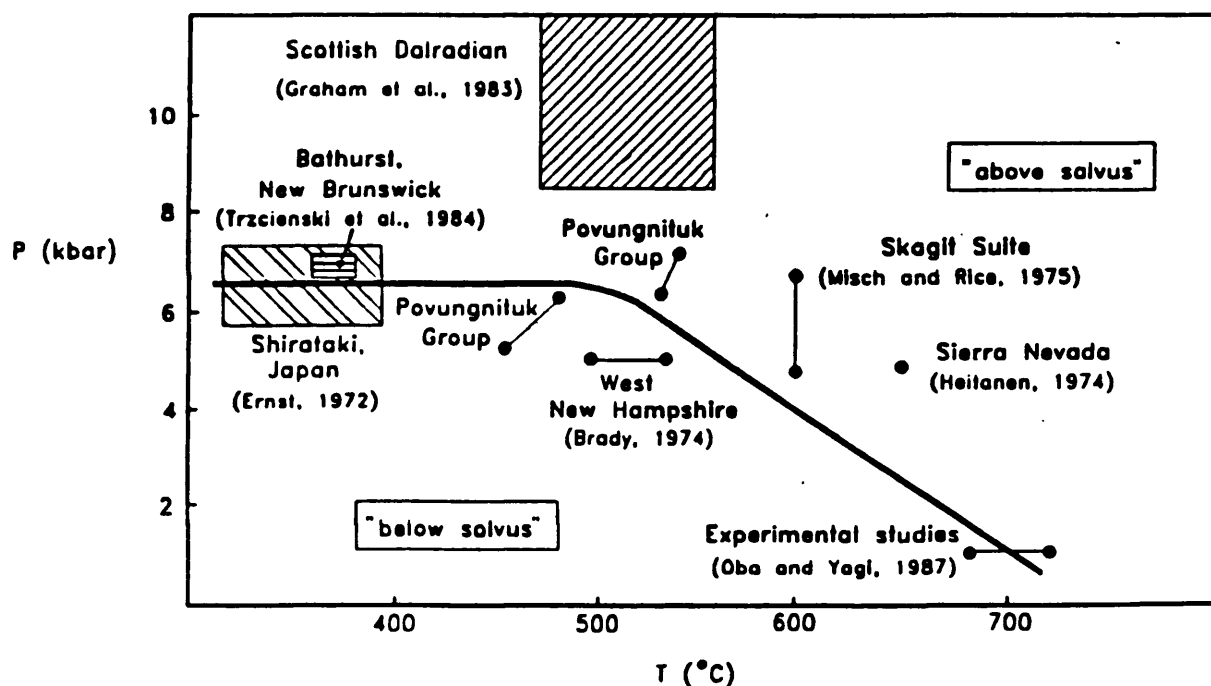


Fig.93. Courbe P-T schématique représentant le solvus dans les amphiboles calciques (D'après Bégin et Carmichael, 1992).

- la présence d'une discontinuité chimique entre les deux amphiboles;
- l'existence d'un contact optique franc entre les deux amphiboles;

- l'occurrence des deux amphiboles sous forme de grains individuels et homogènes;

- l'existence de lamelles d'exsolution de l'une des amphiboles dans l'autre.

Les deux derniers critères mentionnés ci-dessus sont assez suffisants pour soutenir l'existence du "Gap" de miscibilité. Cependant, leur occurrence n'est qu'exceptionnellement mentionnée dans la littérature (Klein, 1969; Cooper et Lovering, 1970; Bégin et Carmichael, 1992).

Au plan expérimental, Oba et Yagi (1987) ont déterminé la présence d'un solvus dans le système trémolite-pargasite entre 680-720°C et 1 Kb. Ils ont noté que le solvus se maintient à des températures plus faibles, alors qu'une solution solide continue s'établit entre les deux amphiboles à des températures relativement élevées.

Enfin, Bégin et Carmichael (1992), en se basant sur les estimations de température et de pression réalisées dans la zone à hornblende par Brady (1974), Hietanen (1974), Misch et Rice (1975), Trzcinski et al. (1984), Oba et Yagi (1987) et Bégin (1992), ont construit une courbe P-T à pente négative qui correspond au solvus actinote-hornblende (Fig.93).

VI.3.2.4.2. Description texturale et caractéristiques chimiques du couple actinote-hornblende

Description texturales

Les relations texturales entre ces deux amphiboles sont caractérisées par:

- L'existence de tâches (patch) irrégulières des hornblendes vertes à bleu vertes dans les actinotes. Les plans de clivage des deux amphiboles présentent des orientations similaires.

- Un contact plus ou moins franc entre les deux amphiboles coexistantes à l'échelle du même grain.

- un habitus xenomorphe typique des amphiboles qui coexistent dans un même grain.

- L'occurrence des hornblendes sous forme de grains individuels, idiomorphes et homogènes, alors que les actinotes, lorsqu'elles existent, maintiennent toujours avec les hornblendes les

relations texturales décrites ci-dessus.

Caractéristiques chimiques

Métadiabases de Lalla Tittaf

Les hornblendes sont plus riches en Al que les actinotes; ces dernières présentent par contre des teneurs en Mg et en Si plus élevées (Fig.94a, b et c). Dans les digrammes des fig.94b et c, on note l'existence d'un "gap" de composition entre l'actinote et la hornblende qui coexistent à l'échelle du même grain. Cette discontinuité chimique n'est en fait qu'apparente, puisque certaines hornblendes individualisées en grains homogènes présentent des compositions intermédiaires correspondantes à celles du "gap" (Fig.94 b et c).

Metadiabases de Ouled Abdellah

D'après les fig.95a, b et c, on constate que le passage de l'actinote (amphiboles calciques riches en Si et Mg) à la hornblende (amphiboles calcique alumineuses) se traduit par une variation chimique discontinue définissant un "gap" de composition en Al, Si et Mg. Bien que le nombre d'analyses effectuées est faible, on note toutefois que le champ de composition correspondant au "gap" est occupé par certaines amphiboles à chimisme intermédiaire.

VI.3.2.4.3. Conclusions

D'après les observations pétrographiques, il s'avère que les critères texturaux qui soutiennent l'existence incontestable du "gap" de miscibilité entre l'actinote et la hornblende, en l'occurrence la présence des deux types des amphiboles sous forme de grains individuels et homogènes et l'existence de lamelles d'exsolution de l'une des amphiboles dans l'autre, sont absents. Les doutes sur l'existence du "gap" de miscibilité sont accentués par la présence d'un contact plus ou moins franc entre l'actinote et la hornblende. Ces observations pétrographiques conduisent à suggérer que ces deux amphiboles calciques correspondent en fait à deux phases minérales en déséquilibre. Ce déséquilibre textural est soutenu d'avantage par le fait que l'occurrence de ces amphiboles est limitée uniquement aux metabasites à textures ignée (métadiabases): ces roches reflètent un réajustement

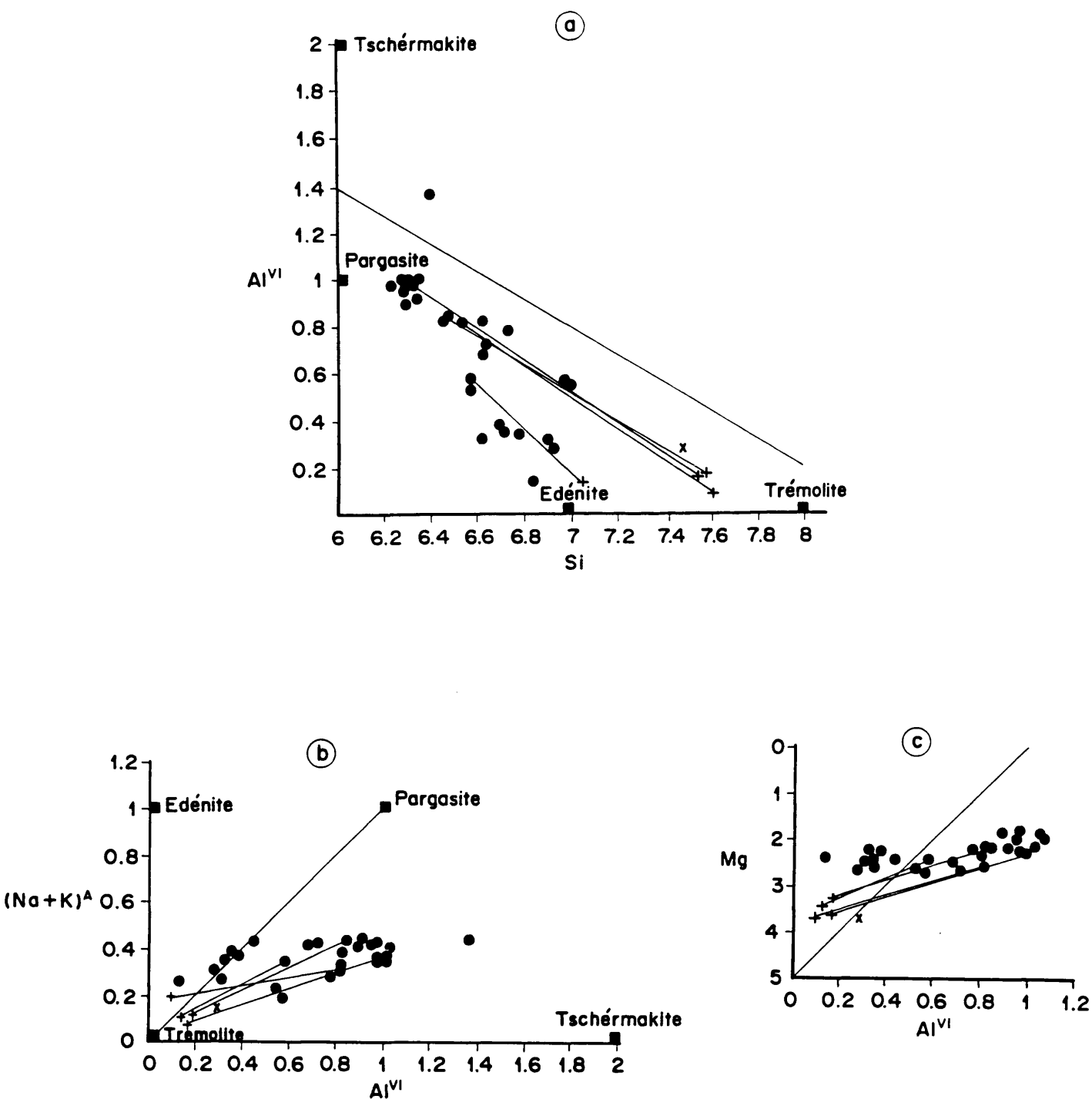


Fig.94. Diagrammes binaires montrant les variations de composition chimiques des amphiboles des métadiabases de Lalla Tittaf. Cercles noirs, hornblendes; plus, actinotes; croix, hornblendes actinotiques. Les amphiboles reliées par une ligne correspondent aux couples actinote-hornblende qui coexistent à l'échelle du même grain. Explications: voir texte.

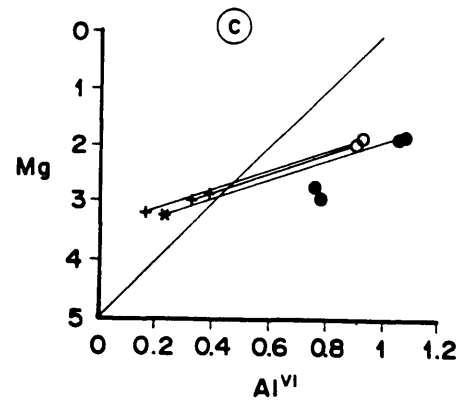
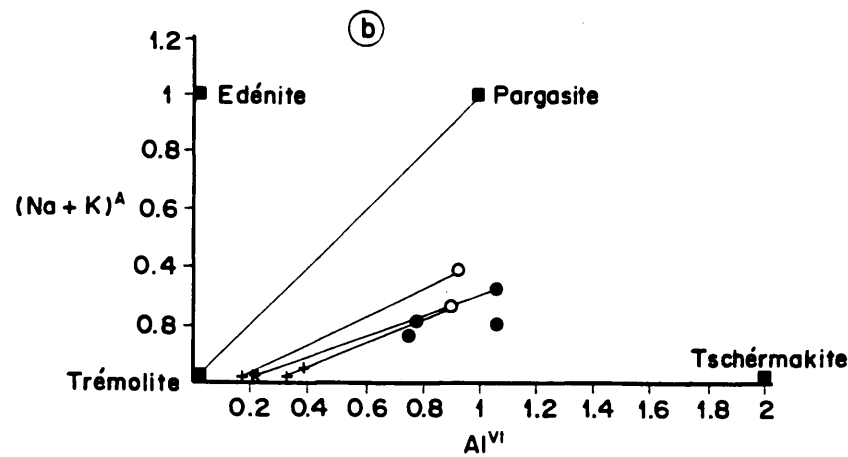
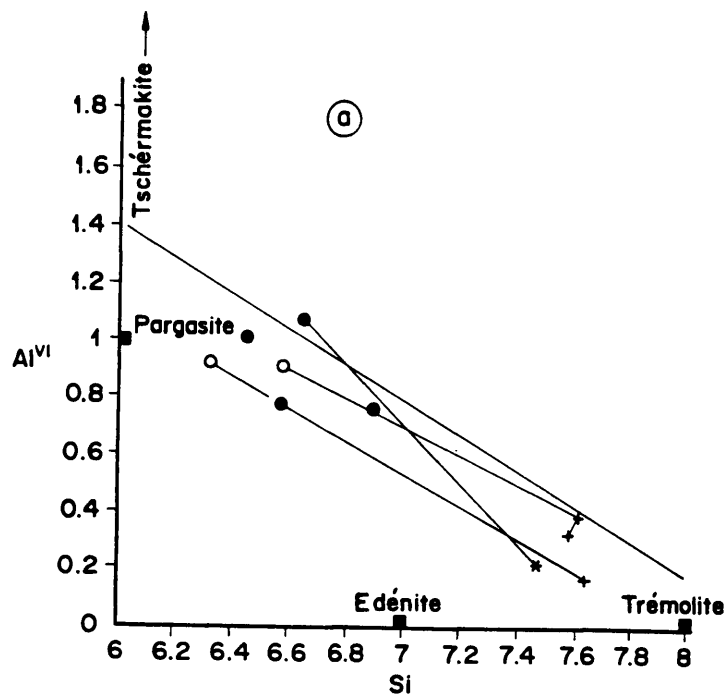


Fig.95. Diagrammes montrant les variations de composition chimique des amphiboles des métadiabases de Ouled Abdellah. Cercles clairs, hornblendes de la zone à biotite; plus, actinotes de la zone à biotite; cercles noirs, hornblendes de la zone à grenat; asterix, hornblende actinotique de la zone à grenat. Les amphiboles reliées par une ligne correspondent aux paires actinote-hornblende qui coexistent au niveau du même minéral. Explications: voir texte.

textural et minéralogique incomplet et transitionnel aux faciès de bordure qui sont complètement métamorphisés et caractérisés par la présence exclusive d'hornblendes homogènes.

Au plan chimique, la transition actinote-hornblende est marquée par un gradient de composition continu qui s'est traduit par l'existence d'amphiboles à composition intermédiaire. L'absence du "gap" de miscibilité entre ces deux amphiboles calciques est rapportée aux pressions relativement élevées qui dépassent le champ de solvus fixé par Bégin et Carmichael (1992)(Fig.93), comme en attestent effectivement les pressions obtenues par les calculs barométriques (ch.VII) qui se projettent au dessus de la courbe de solvus de ces auteurs.

VI.3.3. Biotites

Les biotites analysées appartiennent aux assemblages métamorphiques des metabasites de Lalla Tittaf. Les méthodes de calcul de leurs formules structurales et de leurs termes finaux (table 11) sont identiques à celles appliquées dans le cas des biotites des métapélites.

Il s'agit de biotites s.str. à composition intermédiaire entre les termes annite-phlogopite et sidérophyllite-eastonite (Fig.96). Elles sont relativement plus magnésiennes que les biotites des lithologies pélitiques.

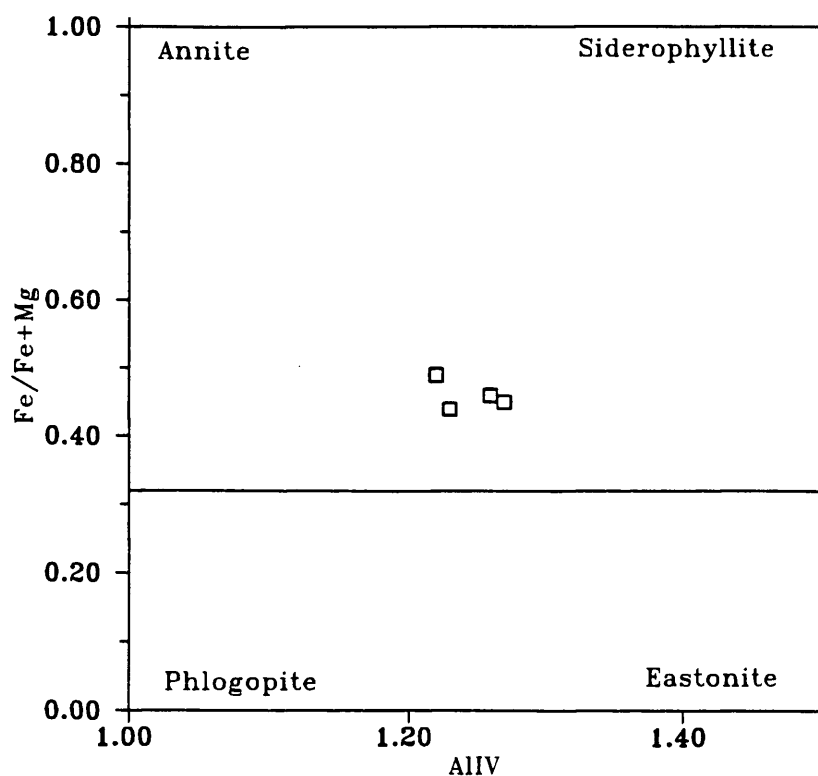


Fig.96. Diagramme Al^{IV} -Fe/Fe+Mg de classification des biotites des metabasites de Lalla Tittaf.

VI.3.4. Plagioclases

Leur composition chimique ainsi que leurs formules structurales calculées sur la base de 8

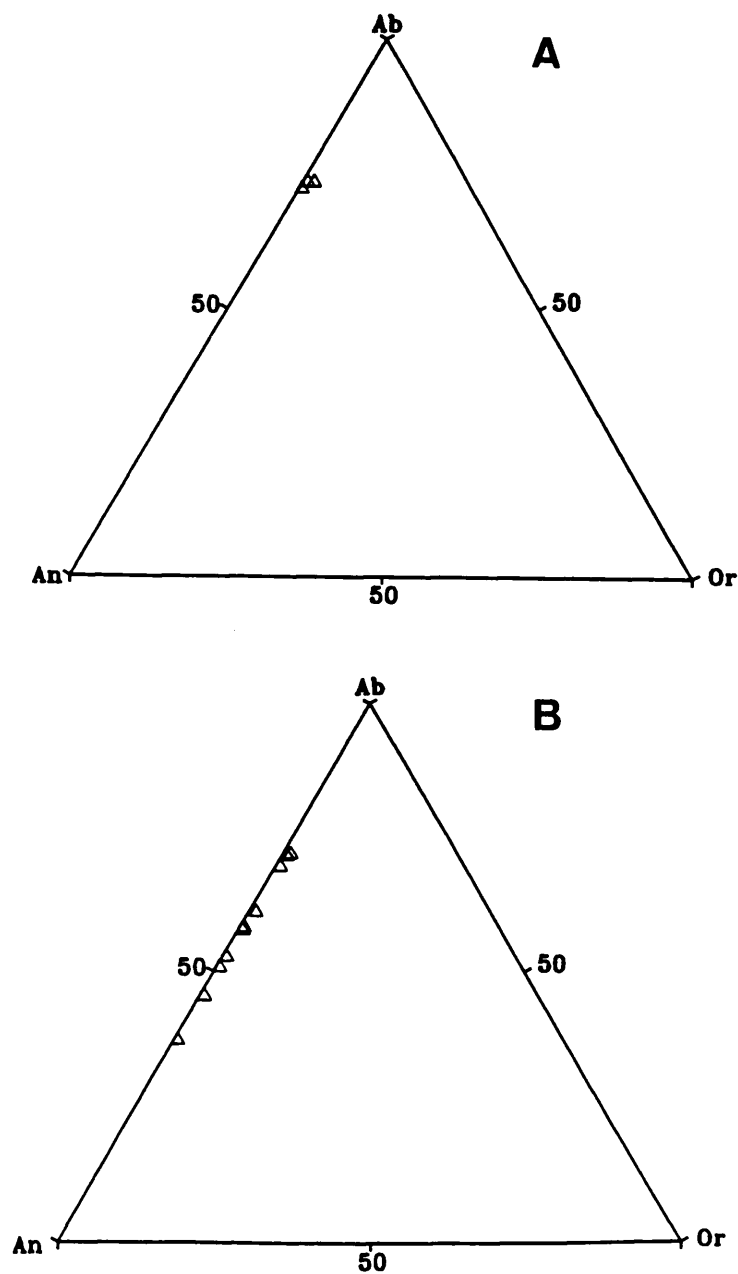


Fig.97. Diagrammes triangulaires anorthite-albite-orthose des plagioclases des metabasites de Ouled Abdellah (A) et de Lalla Tittaf (B).

oxygènes figurent dans les tables 17 (métabasites de Ouled Abdellah) et 14 (métabasites de Lalla Tittaf).

Trois plagioclases blastiques appartenant aux métabasites de la zone à grenat de la formation des Skhour ont été analysés. Il s'agit d'oligoclases présentant de faibles teneurs en orthose et un contenu en anorthite oscillant entre $An_{24.44}$ et $An_{26.96}$ (table 17, Fig.98A).

Les métabasites de Lalla Tittaf sont caractérisées par trois types de plagioclases présentant des teneurs faibles en orthose (table 14, Fig.98B):

- des labradors dont les teneurs en anorthite varient entre 53.55 % et 61.90 %;
- des andésines, correspondant aux termes les plus abondants, dont la composition chimique oscille entre $An_{30.03}$ et $An_{48.49}$;
- et enfin des oligoclases à teneurs en anorthite variables entre 26.65 % et 29.51 %.

Cette large variation des teneurs en anorthite relève probablement des effets de la composition chimique des métabasites, puisque les différents types de plagioclases mentionnés ci-dessus ne coexistent jamais à l'échelle du même affleurement. L'autre possibilité à envisager consiste à considérer la composition des plagioclases les plus basiques comme étant primaire (origine ignée). De telles re-équilibrations incomplètes de plagioclases ignés lors du métamorphisme ont été signalées dans les travaux expérimentaux de Moody et al. (1983). Sachant que les plagioclases analysés correspondent en fait à des blastes soulignant la foliation rocheuse ou montrant des points triples de recristallisation, cette dernière possibilité est écartée tout en optant pour la première.

VI.3.5. Oxydes de Fe-Ti

Les analyses de ces minéraux sont reportées dans les tables 12 (métabasites de Lalla Tittaf) et 16 (métabasites de Ouled Abdellah). Le calcul de la norme moléculaire et l'estimation du rapport atomique $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ sont réalisés conformément à la méthode de Rumble (1973) tout en introduisant les mêmes modifications signalées précédemment dans le cas des oxydes des métapélites.

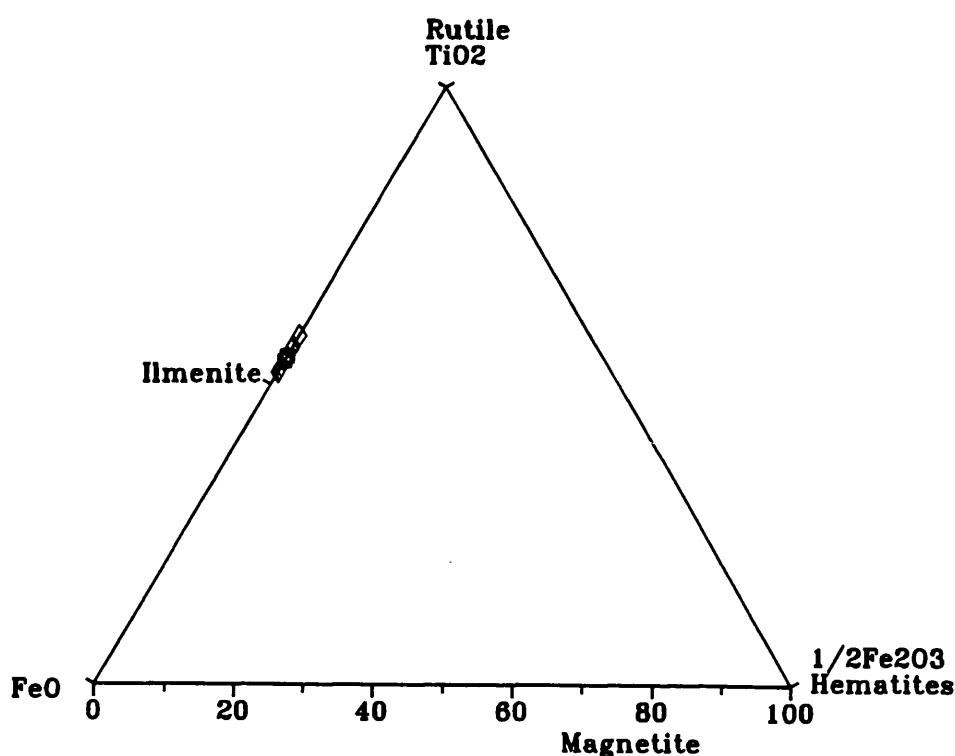


Fig.98. Diagrammes $\text{FeO}-1/2\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ des métabasites des Rehamna. Carrés, oxydes de Fe-Ti syn-D₁ des métabasites de Ouled Abdellah; hexagones, oxydes de Fe-Ti syn-D₂ des métabasites de Lalla Tittaf.

Les oxydes de Fe-Ti analysés dans les métabasites de Ouled Abdellah appartiennent aux corps basiques intercalés dans les métapélites à grenat. Ils ne présentent pas de fer ferrique et leurs teneurs en MnO (1.5% à 1.78%) sont toujours supérieures à celles en MgO (0.09% à 0.39%). Ils correspondent à des ilménites (FeTiO_3 variant entre 90.15% et 94.18%) ayant des teneurs en TiO_2 relativement faibles (1.28% à 4.74%)(Fig.97).

Les ilménites syn-D₂ des metabasites de Lalla Tittaf présentent des teneurs en pirophanites nettement supérieures à celles en geikialite (table 12). Quand elles présentent du fer ferrique, celui-ci se traduit par des teneurs en hématite faibles variant entre 0.41% et 2.52%; dans ce cas, ces ilménites ne contiennent pas de rutil, mais présentent par contre un chimisme proche de la composition idéale de l'ilménite s.str.(table 12, Fig.97). Ces trois dernières caractéristiques constituent en fait les différences chimiques extrêmes entre les ilménites des metabasites de Lalla Tittaf et celles des métadiabases de Ouled Abdellah.

VI.3.6. Epidotes

Les quelques épidotes analysées font partie des assemblages minéralogiques des metabasites de Lalla Tittaf. Leurs analyses figurent dans la table 13. Il est à noter que la somme totale des oxydes oscille entre 96.60% et 98.76% avec une moyenne de l'ordre de 97.80%. L'addition de cette moyenne au 2% théorique de H₂O des épidotes donne une valeur voisine de 100%.

La formule structurale des épidotes a été calculée sur la base de 12.5 oxygènes tout en considérant FeO_(v) comme Fe₂O₃. La somme totale des cations oscillant entre 7.98 et 8 avec une moyenne de l'ordre de 7.99, coïncide parfaitement avec la valeur stœchiométrique 8.

A partir des proportions cationiques calculées, on constate que les teneurs en Mn, donc en composant piemontite, sont faibles et que les teneurs moyennes en Ca (de l'ordre de 1.98) sont presque invariables.

Ces épidotes correspondent à une solution solide entre la pistachite et la clinozoïsité, avec prédominance du dernier terme dont les teneurs sont variables entre 84.69% et 91.19%. Cette relation de prédominance est compatible avec le métamorphisme des metabasites de Lalla Tittaf dans le faciès des amphibolites.

VI.4. ROCHES CALCO-SILICATEES

Ces roches sont localisées dans la zone à grenat de la formation des Skhour, où elles n'ont enregistré que les effets de la déformation associée aux épisodes relativement précoces du régime tectonique compressif (déformation D_1). Leurs faciès marginaux, bien schistosés et relativement riches en amphiboles, diffèrent des faciès centraux à structure équate par l'absence des clinozoïsites dans la matrice.

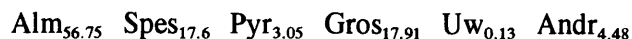
VI.4.1. Grenats

Les grenats se développent aussi bien dans les faciès centraux que marginaux. Leur croissance est syn à tardi-schisteuse et est en partie antérieure à celle des amphiboles. Leurs analyses chimiques ainsi que leurs formules structurales sont reportées dans les tables 18.1 à 18.4.

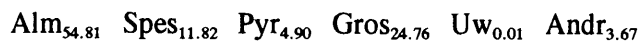
VI.4.1.1. Compositions et zoning

VI.4.1.1.1. Compositions

Il s'agit de grenats de type almandin dont les coeurs et les bords présentent respectivement les compositions moyennes respectives suivantes:



et



Si on ne tient pas compte de l'inversion de la loi de zoning en FeO sur les bords des grenats et des variations des teneurs en grossulaire qu'on va interpréter juste après, on note que la croissance des grenats est prograde, en ce sens qu'elle est accompagnée d'un incrément des teneurs en almandin et en pyrope et d'une diminution des teneurs en spessartine.

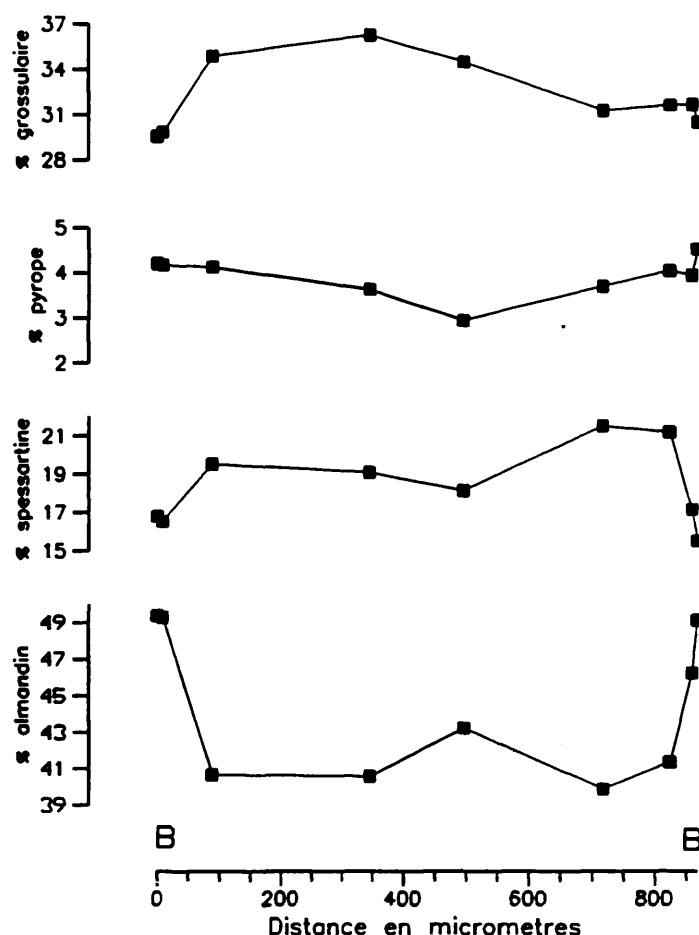


Fig.99. Profil de zoning des grenats des faciès centraux des roches calco-silicatées.

VI.4.1.1.2. Zoning

Le zoning des grenats est caractérisé par une évolution croissante vers les bords des teneurs en almandin et pyrope accompagnée d'un appauvrissement en spessartine (Figs.99 et 100) et d'une diminution plus ou moins légère de $Fe/Fe+Mg$. Il s'agit donc d'un zoning de type croissance continue. Les gradients de composition chimique en grossulaire sont par contre de deux types: un gradient normal caractérisant les grenats des faciès centraux (Fig.99) et un autre inverse développé par les grenats des faciès marginaux (Fig.100). Sachant que la clinozoïsité de ces derniers faciès n'est présente que comme inclusions dans les grenats, on conclut que l'incrément de CaO vers les bords de ces derniers minéraux est contrôlé par la consommation de cette phase calcique.

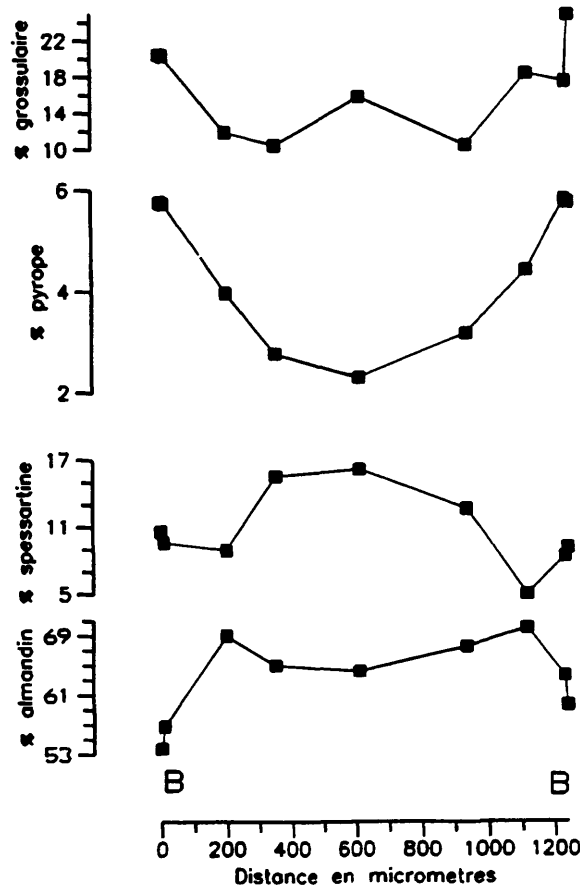


Fig.100. Profil de zoning des grenats des faciès marginaux des roches calco-silicatées.

Les grenats présentent souvent une inversion de la loi de zoning normal. Leurs bords sont enrichis en MnO et parfois en CaO, et appauvris en FeO et moins fréquemment en MgO (Fig.99 et 100); ils montrent également un léger incrément de Fe/Fe+Mg. Ces inversions sont attribuées à une re-équilibration rétrograde qui est traduite par la resorption des bords des grenats.

VI.4.2. Amphiboles

Le calcul des formules chimiques des amphiboles est réalisé sur la base de 23 oxygènes et 15 cations (Na, K et Ca exclus) tout en appliquant les mêmes principes recommandés par Robinson et al. (1982) dans le cas d'amphiboles calciques.

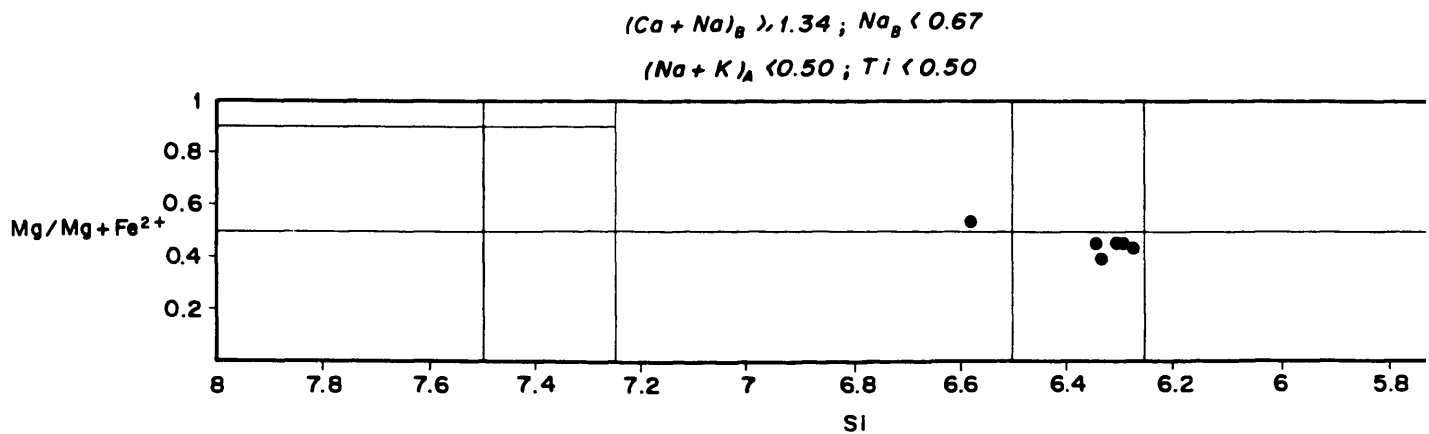


Fig.101. Classification des amphiboles des roches calcosilicatées de la formation des Skhour selon la nomenclature de l'I.M.A. (Leake, 1978).

Dans la table 19 sont reportées les formules structurales et les analyses chimiques des amphiboles syn-D₁. La bonne repartition des cations dans les sites soutient la validité de la méthode de calcul choisie. Sachant que la somme des cations dans le site A atteint des valeurs de l'ordre de 0.41 et que les teneurs en Na^{M4} sont inférieures à 0.2 et celles en (Ca+Na)^B sont supérieures à 1.34, ces amphiboles s'identifient selon la classification de Leake (1978) comme des magnésio-hornblendes et des hornblendes ferri-tschérmakitiques (Fig.101).

VI.4.3. Plagioclases

Les analyses et formules structurales des plagioclases blastiques sont reportées dans la table 20. Leurs proportions cationiques ont été calculées sur la base de 8 oxygènes. Il s'agit de solutions solides d'albite et d'anorthite, avec des teneurs très faibles en orthose (table 20, Fig.102).

Les teneurs en anorthite variables entre 37.83 % et 57.43 % ont permis de distinguer deux types de plagioclase correspondant à des andésines et des labradors. Ces plagioclases n'ont jamais été observés au niveau d'une même lame mince: le labrador présentant des teneurs en anorthite de 56.02 % à 57.43 % et l'andésine ayant des teneurs de l'ordre de 47 % ont été localisés dans les faciès marginaux, alors que l'andésine à teneur en anorthite de 37.83 % fait partie des assemblages des faciès centraux.

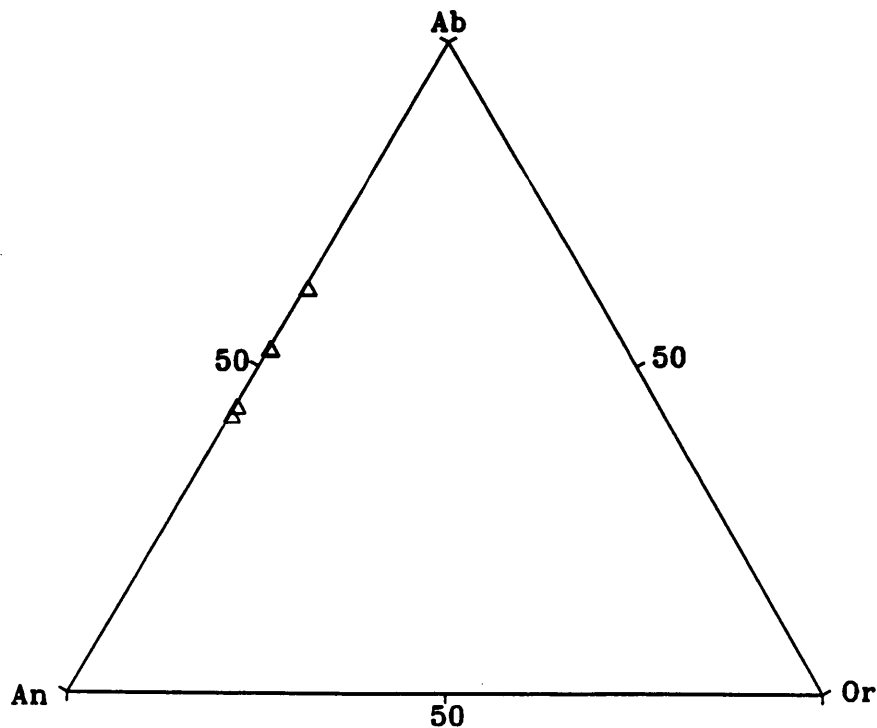


Fig. 102. Diagrammes ternaires anorthite-albite-orthose des plagioclases des roches calco-silicatées.

L'occurrence de plagioclases fortement basiques dans les faciès marginaux est incompatible avec les conditions métamorphiques du faciès des schistes verts. Deux explications peuvent cependant en rendre compte:

-Ces plagioclases ne sont pas en équilibre chimique avec la matrice, et partant leur nature serait détritique. Cette possibilité est écartée puisque les plagioclases en question ont complètement recristallisé durant le métamorphisme.

-L'enrichissement des plagioclases en anorthite est le résultat de la consommation d'une phase calcique. Cette possibilité est très probable, puisque la clinozoïsite a été effectivement impliquée dans les réactions métamorphiques progrades qui n'ont épargné que les épidotes incluses dans les porphyroblastes de grenat.

VI.4.4. Oxydes de Fe-Ti

Le nombre d'oxydes de Fe-Ti analysés est faible; ceci est dû au fait que ces minéraux sont le plus souvent transformés en sphène qui constitue la phase tétafère la plus abondante dans les roches calco-silicatées.

Les procédés de calcul de la norme moléculaire et d'estimation du rapport atomique $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ sont identiques à ceux précités dans le cas des oxydes des lithologies pélitiques.

Ces oxydes correspondent à des ilménites (85.99% et 88% de FeTiO_3) pratiquement dépourvues d'hématite (table 21) et présentant des teneurs en TiO_2 faibles (6.98% et 7.72%).

**VII. GEOTHERMOBAROMETRIE, TRAJECTOIRES P-T-t ET
EVOLUTION TECTONOTHERMALE**

VII.1. INTRODUCTION

Après avoir déterminé les caractéristiques pétrostructurales et minéralochimiques des principaux minéraux des différentes lithologies du secteur étudié, nous allons aborder dans ce chapitre une étude thermobarométrique de l'épisode tectonométamorphique M_1 .

A titre de rappel, signalons que l'évolution tectonothermale de l'ensemble des secteurs du massif est subdivisée en deux épisodes: un épisode M_1 prograde et un autre M_2 rétrograde.

L'épisode M_1 comprend trois stades: les stades $M_{1,1}$ et $M_{1,2}$ résultant de l'épaississement crustal engendré par la première et les stades relativement précoces de la deuxième phases tectoniques et le stade $M_{1,3}$ associé aux moments précoces de la tectonique extensive tardi- D_2 .

L'épisode M_2 comprend deux stades: le stade $M_{1,4}$ et le stade $M_{1,5}$ correspondant à l'évolution métamorphique rétrograde associée respectivement aux manifestations relativement tardives de la tectonique extensive et au soulèvement de la chaîne par la troisième phase de plissement F_3 .

Bien que le pic métamorphique régional est tardi- D_2 dans l'ensemble du secteur étudié, une étude thermobarométrique comparée entre la formation cambro-ordovicienne des Skhour et les Rehamna orientaux sera réalisée afin de voir s'il y'a des différences éventuelles dans l'évolution P-T-t entre les deux secteurs. Cette étude va porter sur les différentes zones métamorphiques barroviennes.

Les estimations quantitatives de la pression et de la température seront toujours précédées, d'une part, d'un bref rappel paragénétique dans chaque zone métamorphique, et d'autre part, d'un inventaire des méthodes thermobarométriques utilisées. Les résultats P-T obtenus seront discutés à la fin de ce chapitre dans un contexte tectonothermal. Lors de l'application des méthodes thermobarométriques dans la zone à grenat et celle à staurotide, les phases minérales de la matrice vont être utilisées avec les bords et les centres des grenats, afin d'estimer les conditions P-T minimales (correspondant aux coeurs des grenats) et maximales (conditions P-T des bords) de croissance de ces derniers. Les conditions minimales obtenues, qui doivent être normalement estimées en utilisant les inclusions minérales (St Onge, 1986; St Onge et King, 1987; Rubio Pascual, 1991; Rubio Pascual et al., 1993a et b), sont en fait différentes des conditions P-T réelles de cristallisation des coeurs des grenats. Cependant, en l'absence d'analyses chimiques d'inclusions, ces valeurs mini-

males vont permettre à la rigueur d'approximer l'intervalle P-T de croissance de ceux-ci.

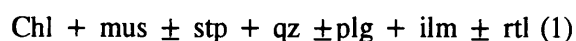
VII.2. FORMATION DES SKHOUR

Quatre zones métamorphiques, déterminées dans les lithologies métapélitiques, caractérisent cette formation (chp.V.5): une zone à chlorite, une zone à biotite, une autre à grenat et enfin une dernière à staurotide.

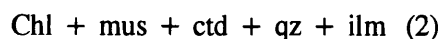
Rappelons que des filons de metabasites sont intercalés dans les métapélites de la zone à biotite et celle à grenat. Cette dernière zone métamorphique présente quelques intercalations de roches calco-silicatées.

VII.2.1. Zone à chlorite

Deux assemblages métamorphiques contemporains du premier épisode tectonique D₁ caractérisent cette zone métamorphique; un assemblage régional consistant en l'association minéralogique:



et un autre local impliquant le chloritoïde:



L'étude thermobarométrique va intéresser l'association minéralogique (1) dont nous disposons d'analyses chimiques.

VII.2.1.1. Thermométrie

VII.2.1.1.1. Thermométrie de solvus paragonite-muscovite

Le seul thermomètre utilisé dans cette zone métamorphique correspond au solvus paragonite-

muscovite (Eugster et al., 1972). Il a été appliqué à la seule analyse chimique disponible de micas blancs potassiques de l'assemblage métamorphique (1). La température minimale obtenue, de l'ordre de 276 °C, est très faible pour être prise en considération.

VII.2.1.2. Barométrie

VII.2.1.2.1. Barométrie basée sur le contenu en céladonite des micas blancs potassiques

Le calcul de la pression a été réalisé en utilisant le contenu en silice des micas blancs potassiques (Massone et Schreyer, 1987). Ce baromètre est conditionné par la co-existence des micas blancs avec l'assemblage: feldspath potassique+phlogopite+quartz. L'absence du feldspath potassique et de la biotite de la paragenèse (1) fait que la pression calculée est minimale. La valeur obtenue à 276°C est de 2.75 Kbars.

VII.2.2. Zone à biotite

Les assemblages métamorphiques caractéristiques des métapélites et des metabasites de cette zone sont respectivement $\text{bio} \pm \text{stp} + \text{mus} \pm \text{chl} + \text{qz} \pm \text{plg} + \text{ilm} \pm \text{rtl}$ (3) et $\text{hbl} \pm \text{act} + \text{plg} + \text{chl} + \text{ep} + \text{qz} \pm \text{cc} + \text{ilm} \pm \text{rtl}$ (4). Ces assemblages métamorphiques sont contemporains du premier épisode tectonique D_1 .

VII.2.2.1. Métapélites

VII.2.2.1.1. Thermométrie

Thermométrie de solvus paragonite-muscovite

Les températures minimales obtenues par l'application du thermomètre de solvus paragonite-muscovite (Eugster et al., 1972) sont variables; leur valeur moyenne, correspondant à $412 \pm 12^\circ\text{C}$, peut être considérée comme une limite thermique minimale de la zone métamorphique en question.

Thermomètre plagioclase-muscovite

La réaction d'échange Na-K entre la muscovite et le plagioclase de la paragenèse (3) a été

également utilisée pour estimer la température par le thermomètre de Green et Udansky (1986) qui est en principe conçu pour des métapélites et des granitoïdes peralumineux stables à des températures de 415° à 785°C et des pressions de 2 à 13 Kbars.

L'application de ce thermomètre dans la zone à biotite se heurte au problème de la nature clastique ou blastique des albites. Le choix du plagioclase blastique a été basé sur des critères purement texturaux: les albites choisies montrent des évidences de recristallisation suggérant un équilibre textural apparent avec les micas blancs potassiques. Malgré ces précautions, les températures calculées sont généralement très élevées pour être considérées comme représentatives des conditions thermiques de la zone à biotite. Deux causes possibles peuvent rendre compte de ces résultats:

- la composition des plagioclases a été re-équilibrée postérieurement aux conditions P-T d'équilibre de l'association minérale (3) et/ou;
- les teneurs en orthose des albites sont plus élevées que celles des plagioclases utilisés dans le test du geothermomètre par Green et Udansky (1986).

VII.2.2.1.2. Barométrie

Barométrie basée sur le contenu en céladonite des micas blancs potassiques

Il s'agit toujours d'une estimation minimale puisque le feldspath potassique fait défaut dans l'assemblage métamorphique (3). Les résultats obtenus sont le plus souvent faibles; les limites inférieure et supérieure du baromètre, déduites de leur combinaison avec le thermomètre de solvus paragonite-muscovite, sont respectivement de:

- 2.35-2.6 Kbars à des températures variables entre 400-425°C;
- et, dans le même interval de températures, 3.35-3.5 Kbars.

VII.2.2.2. Métabasites

Le baromètre semi-quantitatif basé sur le contenu en crossite des amphiboles calciques (Brown, 1977) a été utilisé pour évaluer la pression de l'assemblage métamorphique (4) des

métadiabases de Ouled Abdellah. Les pressions calculées sont très faibles. Exception faite d'une analyse qui a donné une valeur de 2.5 Kbars, le reste des valeurs calculées sont généralement inférieures à 2 Kbars. Ces pressions relativement faibles sont rapportées au fait que le baromètre n'est pas d'application idéale dans les metabasites de Ouled Abdellah, puisque la teneur en NaM_4 des amphiboles n'est strictement dépendante de la pression que dans les paragenèses impliquant l'albite, la chlorite et la magnétite (Brown, 1977). L'absence de ce dernier minéral dans les métadiabases explique bien les teneurs relativement faibles en NaM_4 dans les amphiboles calciques.

V.II.2.3. Zone à grenat

Les associations minéralogiques représentatives de cette zone métamorphique comprennent:

-Gr + bio + mus \pm chl + qz \pm plg + ilm \pm rtl (5) dans les lithologies pélitiques à semi-pélitiques;

-hbl \pm act + plg + chl + ep + qz + cc + ilm \pm rtl (6) dans les metabasites et;

-hbl + plg \pm chl \pm ep + qz \pm cc + gr \pm ilm + sph \pm rtl (7) dans les roches calcosilicatées.

Les deux dernières paragenèses sont contemporaines du premier épisode tectonique D_1 , alors que la première est produite durant les deux premières phases de déformation hercynienne D_1 et D_2 .

VII.2.3.1. Métapélites

VII.2.3.1.1. Thermométrie

Les différentes phases minéralogiques de l'association métamorphique (5) permettent de procéder à l'application de plusieurs méthodes thermométriques dont les résultats seront comparés et discutés afin de choisir celles qui sont compatibles avec les conditions thermiques de la zone à grenat.

Thermomètre grenat-ilménite

Ce thermomètre, basé sur la réaction d'échange Fe-Mn entre le grenat et l'ilménite (Pownceby et al., 1987) et amélioré ensuite en corrigeant l'effet de Ca du grenat (Pownceby et al., 1991), a donné des résultats largement supérieurs aux conditions d'équilibre de la paragenèse (5). Ces excès de température, obtenus toutes les fois qu'on applique ce thermomètre dans le secteur étudié, sont probablement dus à la re-équilibration rétrograde des ilménites (Pownceby et al., 1987, 1991).

Thermomètre muscovite-biotite

De même que dans le cas précédent, les températures obtenues par le thermomètre muscovite-biotite (Höisch, 1989), que ce soit dans la zone à grenat de la formation des Skhour ou dans la zone à staurotite des Rehamna orientaux, sont extrêmement supérieures aux conditions de stabilité thermique des assemblages minéralogiques de ces deux zones métamorphiques.

Thermomètre grenat-biotite

La réaction d'échange Fe-Mg entre le grenat et la biotite est l'un des thermomètres les plus utilisés actuellement. Son avantage réside dans sa faible dépendance de la pression et ce, en raison des faibles variations de volume des deux phases minérales qui y sont impliquées. En fonction des modèles d'activité-composition appliqués, notamment à la solution solide des grenats, plusieurs formulations ont été avancées pour cette réaction (Ferry et Spear, 1978; Hodges et Spear, 1982; Picage et Greenwood, 1982; Perchuk et Lavrenteva, 1983; entre autres).

L'application de ce thermomètre aux paires grenat-biotite de l'association métamorphique (5) a été conditionnée par un certain nombre de précautions qui ont été prises pour que les températures calculées soient les plus proches possible de leurs conditions d'équilibre.

Afin de réduire les effets des diffusions postérieures à l'établissement de l'équilibre (5) sur la variation de composition chimique des grenats, et plus particulièrement des biotites qui se rééquilibrent facilement, les échantillons sélectionnés présentent un rapport volumétrique biotite/grenat assez élevé pour que les perturbations éventuelles de la composition chimique des biotites ne soient pas significatives (Spear, 1988; Spear et Peacock, 1989; Spear, 1991).

Cette précaution a été accompagnée d'une autre qui a consisté à analyser des biotites

localisées loin des grenats; ainsi, les effets des diffusions rétrogrades sur la re-équibration des biotites avec les bords des grenats seraient peu effectives (Spear, 1988; Spear et Peacock, 1989; Spear, 1991). Quant au choix du rapport atomique Mg/Fe^{2+} sur les bords des grenats, nous avons utilisé, dans le cas où ceux-ci sont légèrement rétrogradés, le rapport le plus élevé possible.

Enfin, nous signalons que le thermomètre grenat-biotite va porter sur un seul échantillon qui appartient à la partie inférieure de la zone à grenat, où les paires grenat-biotite sont contemporaines du premier épisode tectonique D_1 .

Les résultats obtenus par le thermomètre de Hoinkes (1986) sont compatibles avec les températures prévues pour la partie inférieure de la zone à grenat: les températures maximales sont de 466 et 493 ± 8 °C à des pressions respectives de 2 et 10 Kbars. Ces températures, étant supérieures de 34 °C par rapport aux températures minimales obtenues par les coeurs, suggèrent une croissance prograde des grenats.

A titre de comparaison, ces résultats ont été confrontés aux températures maximales obtenues par d'autres méthodes sous les mêmes pressions: les températures moyennes calculées par le thermomètre de Picage et Greenwood (1982) sont tellement élevées (492 et 517 °C) qu'elles dépassent les températures maximales normalement prévues pour l'assemblage (5). De même, les résultats obtenus (520 et 475°C) par le thermomètre de Perchuk et Lavrenteva (1983) ne présentent pas de signification géologique dans la zone métamorphique en question. Ceux obtenus par les thermomètres de Ferry et Spear (1978) et Hodges et Spear (1982), bien qu'ils sont inférieurs aux résultats des deux derniers thermomètres, sont assez faibles (421 et 446 °C) pour être considérés comme représentatifs des températures maximales de la partie inférieure de la zone à grenat.

Thermomètre grenat-chlorite

Ce thermomètre, basé sur la réaction d'échange Fe-Mg entre le grenat et la chlorite (Ghent et al., 1987), est en principe conçu pour les métapélites des faciès des éclogites et des schistes bleus, où, du fait que les biotites sont relativement rares, l'application du thermomètre grenat-biotite est généralement impossible.

Les bons résultats obtenus sur les métapélites des Rehamna ont permis de considérer la

réaction d'échange Fe-Mg entre la chlorite et le grenat comme un thermomètre de référence.

La température moyenne obtenue par les bords des grenats contemporains de la déformation D_1 (grenats pré, syn et tardi-schisteux) à travers l'ensemble de la zone métamorphique en question est de 445 et $462 \pm 18^\circ\text{C}$ à des pressions respectives de 2 et 10 Kbars. Les réactions d'échange Fe-Mg entre le grenat et la chlorite indiquent un incrément de température, de l'ordre de 20°C , à partir de l'isograde du grenat jusqu'à la partie inférieure de la zone. En effet, pour des pressions de 2 et 10 Kbars, les températures moyennes calculées sont respectivement de :

-434 et $450 \pm 12^\circ\text{C}$ pour les bords des grenats de l'isograde. Ces températures sont du même ordre d'intensité que celles correspondant aux coeurs des grenats (433 et 449°C). Elles indiquent, comme le suggère le faible gradient de composition reflété par le zoning des grenats de l'isograde (chp.VI), une faible variation des conditions thermiques.

-454 et $471 \pm 6^\circ\text{C}$ pour les bords des grenats de la partie inférieure de la zone. Les températures moyennes calculées par les centres des grenats sont de 418 et 434°C . Ces différences de températures de l'ordre de 36°C entre les bords et les coeurs expriment une croissance de ces minéraux dans un contexte métamorphique nettement prograde. Cette différence thermique explique bien le zoning chimique accusé développé par les grenats pré à syn- D_1 de la partie inférieure de la zone.

Les températures moyennes calculées par les bords des grenats contemporains des stades compressifs de la déformation D_2 sont de 477 et $494 \pm 3^\circ\text{C}$ à des pressions respectives de 2 et 10 Kbars. Elles sont largement supérieures aux températures maximales obtenues par les grenats contemporains de la déformation D_1 . L'écart de température entre les bords et les coeurs des grenats syn- D_2 est de l'ordre de 70°C . Cette différence de température est assez élevée pour être attribuée à leur croissance prograde; elle relève probablement d'une re-équibration des chlorites de la matrice avec les bords de ces minéraux.

Les températures moyennes estimées par le grenat contemporain des stades extensifs tardi- D_2 sous des pressions de 2 et 10 kbars sont respectivement de 490 et $495 \pm 10^\circ\text{C}$. Les températures des bords de celui-ci sont similaires à celles des coeurs; sa croissance sous un gradient de température nul est conforme à ses profils de zonation aplatis (ch.VI).

Thermomètre grenat-muscovite

Trois thermomètres basés sur la réaction d'échange Fe-Mg entre le grenat et la muscovite ont été appliqués dans la zone à grenat et celle à staurotide de la formation des Skhour et des Rehamna orientaux: le thermomètre de Krogh et Råheim (1978), le thermomètre de Green et Hellman (1982) et enfin celui de Hynes et Forest (1988).

Les résultats obtenus par le premier thermomètre n'ont pas été pris en compte en raison de sa forte dépendance de la pression.

Ceux du deuxième sont extrêmement élevés pour définir un interval de température compatible avec les conditions thermiques des zones métamorphiques considérées.

Le thermomètre de Hynes et Forest (1988) a parfois permis d'obtenir des résultats conformes aux conditions thermiques normalement prévues pour les zones métamorphiques en question. Le thermomètre utilisé correspond à l'équation 9 recommandée par les auteurs en raison de sa dépendance pratiquement nulle de la pression. Le modèle d'activité-composition choisi dans le cas du grenat est celui de Ganguly et Saxena (1984) et les corrections des effets du calcium sont basées sur l'expression de Hoinkes (1986).

Les températures calculées dans la zone à grenat de la formation des Skhour sont extrêmement élevées; elles définissent un interval de températures qui se situe généralement hors du champ de stabilité thermique de l'association métamorphique de référence. Les seuls résultats significatifs ont été obtenus à partir d'un échantillon de la partie inférieure de la zone, où l'équilibre (5) est contemporain du premier épisode tectonique: les températures moyennes calculées par les bords et les coeurs des grenats sont respectivement de $459 \pm 5^{\circ}\text{C}$ et 445°C .

VII.2.3.1.2. Barométrie

Baromètre GRIPS

L'étude géobarométrique a été basée sur l'application du baromètre GRIPS (gr-rtl-ilm-pg-qz) de Bohlen et Liotta (1986). Les modèles d'activité-composition utilisés dans le cas des grenats et des plagioclases sont respectivement ceux de Hodges et Spear (1982), et Hodges et Royden (1984); l'ilménite est considérée comme une solution solide idéale. Quant au rutile, qui est souvent présent

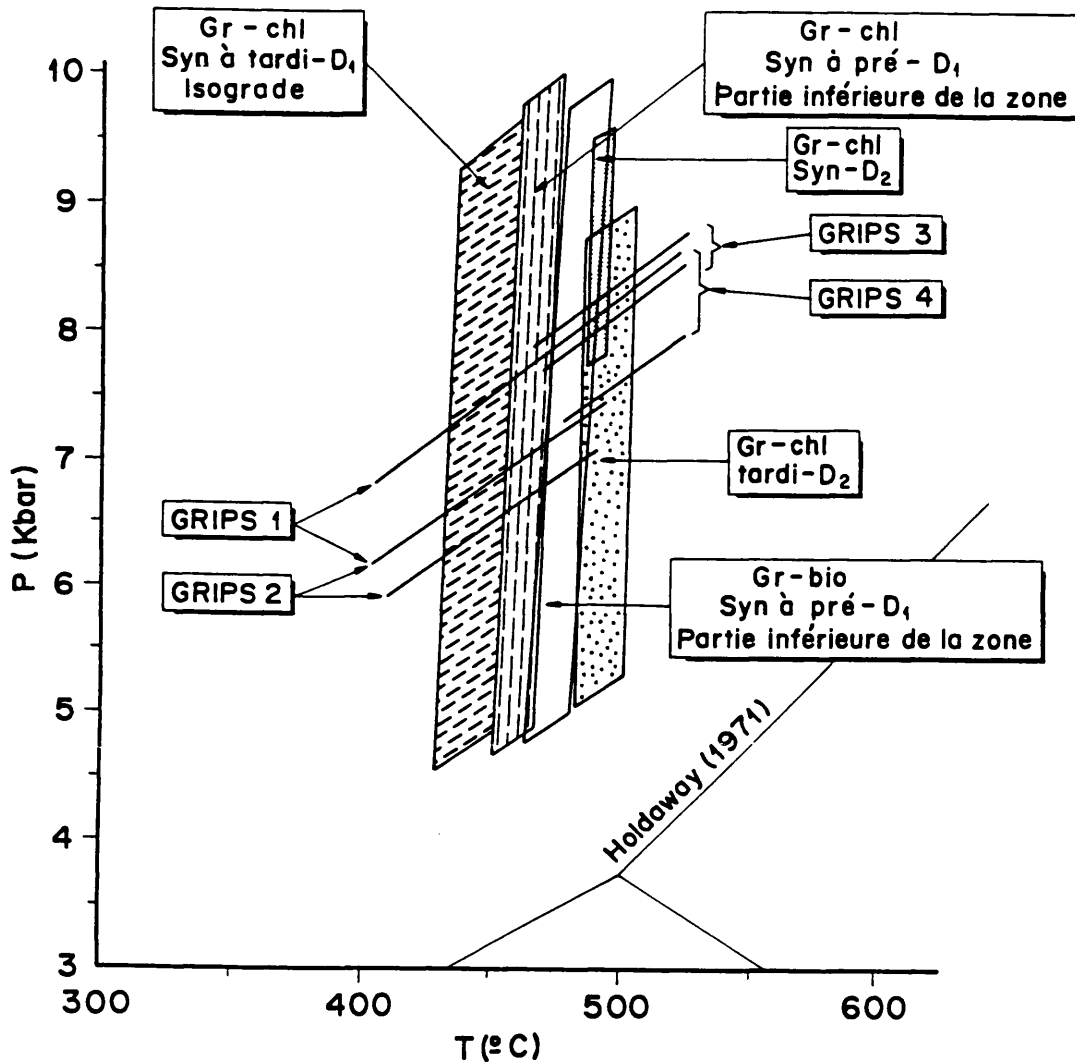


Fig.103. Représentation graphique des résultats thermobarométriques de l'épisode tectonométamorphique M₁ dans la zone à grenat de la formation des Skhour. Thermomètres: gr-bio (Hoinkes, 1986); gr-chl (Ghent et al., 1987). Baromètres: GRIPS (Bohlen et Liotta, 1986). Appliqués, d'une part, aux métapélites dont les assemblages métamorphiques sont contemporains de la déformation D₁ (stade M_{1,1})(1), des stades compressifs de la déformation D₂ (stade M_{1,2}) (3) et des stades extensifs tardi-D₂ (stade M_{1,3})(4), et d'autre part, aux roches calco-silicatées (2).

dans la matrice, son activité est assumée égale à 1.

Les résultats exprimés graphiquement dans la fig.103 correspondent aux valeurs maximales et minimales des conditions P-T d'équilibre des bords des grenats.

Pour l'assemblage métamorphique (5) contemporain du premier épisode tectonique D₁, les résultats obtenus varient entre 6.6-7.25 Kbars à 430-432°C et 7.4-8.10 Kbars à 487-492°C; elles correspondent aux limites respectivement inférieure et supérieure du thermomètre grenat-chlorite.

Les condition P-T d'équilibre des bords des grenats contemporains des stades compressifs de la déformation D₂ oscillent entre 8-8.25 Kbars à 484-486°C et 8.10-8.35 Kbars à 495-498°C. Celles des bords des grenats contemporains de la tectonique extensive tardi-D₂ varient entre 7.45-8.10 kbars à 483-485 °C et 7.75-8.40 kbars à 505-507 °C.

Les pressions calculées par les coeurs des grenats sont généralement similaires à légèrement inférieures à celles des bords. Si on considère les écarts de température entre les valeurs maximales (température des bords) et minimales (température des coeurs) calculées par les grenats syn-D₁, on conclut que:

-La croissance des grenats est accompagnée d'un incrément de pression et de température dans la partie inférieure de la zone (grenats syn à pré-D₁). Au plan chimique, ce gradient de température a conditionné un gradient de composition accusé.

-L'écart P-T entre les centres et les bords des grenats se réduit avec la diminution de la profondeur jusqu'à ce qu'il s'annule au niveau de l'isograde Gr+, où ces minéraux se développent sous des gradients P-T et chimiques globalement nuls (grenats tardi-D₁ de l'isograde).

L'intervalle des pressions maximales déterminé, bien que incluant des valeurs relativement élevées, est considéré comme représentatif des conditions bariques de la paragenèse de référence. Pour qu'il en soit ainsi, on doit assumer que le plagioclase est en équilibre avec les différentes phases minérales de l'équilibre GRIPS. Si par contre le plagioclase est re-équilibré postérieurement lors de l'évolution métamorphique rétrograde, les pressions obtenues doivent être considérées comme minimales. Cette dernière possibilité est peu probable puisque les pressions calculées sont relativement élevées. Sachant que la diffusion du calcium est relativement lente dans les plagioclases (Holdaway, 1991), une autre alternative s'impose: la composition des plagioclases est légèrement antérieure aux

différentes compositions d'équilibre de l'assemblage métamorphique de référence; par conséquent, les pressions calculées sont surestimées. Cette deuxième possibilité explique bien les valeurs légèrement élevées des pressions obtenues. Ces problèmes posés par le plagioclase ne sont pas restreints à la formation des Skhour, à la zone à grenat ou aux lithologies pélitiques; ils se posent toutes les fois qu'on aborde l'évaluation de la pression par le GRIPS.

VII.2.3.2. Métabasites

VII.2.3.2.1. Thermobarométrie amphibole-plagioclase

Le géothermomètre amphibole-plagioclase de Blundy et Holland (1990) a été utilisé pour calculer la température d'équilibre des métabasites et des roches calco-silicatées. En principe, ce thermomètre est valable pour des roches stables dans l'intervalle de températures compris entre 500 et 1100°C. Son application est conditionnée par des compositions strictes des plagioclases et des amphiboles qui doivent présenter respectivement un contenu en anorthite inférieur à 92% et des teneurs en Si inférieures à 7.8 atomes par formule structurale.

Conformément aux recommandations des auteurs du thermomètre, la formule structurale des amphiboles a été recalculée selon la méthode de Spear et Kimball (1984) tout en optant pour la méthode basée sur la considération de la teneur moyenne en Fe^{3+} .

Malgré que le chimisme des minéraux répond aux restrictions de composition qui conditionnent l'application du thermomètre, les températures calculées à 4 et 7 Kbars, correspondant respectivement à 698 et 655°C, n'ont pas de signification géologique dans la zone métamorphique en question. Ces excès de températures sont probablement dûs au fait que les métadiabases de Ouled Abdellah n'ont pas encore atteint l'équilibre, comme le suggèrent les relations de déséquilibre textural et chimique indiquées par le remplacement des actinotes par les hornblendes.

Les résultats obtenus par le géothermobaromètre de Plyusnina (1982) ne présentent pas d'implication thermobarométriques significatives pour l'équilibre (6): les températures calculées, de l'ordre de 546 à 560°C, sont extrêmement élevées. Elles sont rapportées au fait que les teneurs en Ca des plagioclases sont relativement élevées. En effet, l'occurrence précoce de plagioclases

relativement basiques (oligoclases) dans la partie supérieure de la zone à grenat met en doute leur nature blastique et suggère, en contre partie, que ces minéraux sont probablement le produit d'une re-équilibration incomplète de plagioclases d'origine ignée avec les amphiboles calciques.

VII.2.3.2.2. Barométrie basée sur le contenu en crossite des amphiboles calciques

Les teneurs en crossite des amphiboles se sont avérées, pour les mêmes raisons citées dans la zone à biotite, trop faibles pour assurer une estimation semi-quantitative raisonnable de la pression. Les pressions déterminées, oscillant entre 2 et 4 Kbars, sont largement inférieures aux pressions de référence calculées dans les métapélites par le GRIPS.

VII.2.3.3. Roches calco-silicatées

VII.2.3.3.1. Thermométrie

Thermomètre grenat-hornblende

Ce thermomètre (Graham et Powell, 1984) est basé sur la réaction d'échange Fe-Mg entre le grenat et la hornblende. Il est pratiquement indépendant de la pression. Les résultats qu'il a permis d'obtenir à l'échelle de tout le secteur étudié ne sont pas généralement satisfaisants.

Conformément aux recommandations de Graham et Powell (1984), tout le fer des hornblendes est assumé comme Fe^{2+} .

Les résultats obtenus pour les roches calco-silicatées, que ce soit en utilisant les bords ou les coeurs des grenats, définissent un interval de températures de 500 à 600°C qui est incompatible avec les températures de référence déterminées dans les métapélites par le thermomètre grenat-chlorite.

Thermobarométrie hornblende-plagioclase

Les mêmes précautions prises dans l'application du thermomètre de Blundy et Holland (1990) aux metabasites ont été reprises dans les roches calco-silicatés.

A des pressions de 4 et 7 Kbars, les résultats obtenus définissent un interval de température de 700 à 900°C; ils excèdent largement les estimations de référence réalisées dans les métapélites par le thermomètre grenat-chlorite.

Quant à l'application du géothermobaromètre de Plyusnina (1982), ses résultats généralement supérieurs à 650°C ont rendu impossible toute estimation correcte de la pression d'équilibre de l'assemblage métamorphique (7).

VII.2.3.3.2. Barométrie

Baromètre GRIPS

Les mêmes modèles d'activité-composition mentionnés dans le cas des métapélites ont été appliqués à l'équilibre GRIPS (Bohlen et Liotta, 1986) des roches calco-silicatées. L'activité du rutile est supposée égale à 1. Pour des températures de 400 et 500°C, les pressions d'équilibre des bords des grenats avec les plagioclases correspondent respectivement à 5.79 et 7.20 \pm 0.17 Kbars, alors que celles des centres sont de 5.22 et 6.54 \pm 0,08 Kbars.

En l'absence d'estimation correctes des températures d'équilibre de l'association minéralogique (7), et afin d'approximer les conditions thermobarométriques de cette dernière, on assume que les roches calco-silicatées ont subi les mêmes conditions thermiques estimées pour les métapélites durant la première phase tectonique. Ainsi, les conditions P-T d'équilibre de l'assemblage (7), déduites à partir de la représentation graphique de la fig. 103., oscillent entre 6.05-6.35 Kbars à 422-425°C et 6.70-7 Kbars à 470-472°C. Ces valeurs correspondent respectivement aux limites inférieure et supérieure du thermomètre de référence grenat-chlorite.

D'après la fig.103, on remarque que la limite supérieure du baromètre GRIPS des roches calco-silicatées est confondue avec la limite inférieure du même baromètre appliqué aux métapélites. A notre sens, la combinaison des champs P-T des lithologies pélitiques et des roches calco-silicatées correspond aux conditions P-T de référence de la zone à grenat durant la première phase tectonique. Ces conditions correspondent à 6.25-7.25 Kbars à 430-432°C et 7.1-8.1 Kbars à 487-492°C; il s'agit des valeurs respectivement minimales et maximales calculées par le thermomètre de référence grenat-chlorite en utilisant la composition des bords des grenats.

Baromètre GHPS

Les calculs de pression ont été effectués suivant les mêmes modèles d'activité-composition des grenats, des plagioclases et des hornblendes, utilisés par Kohn et Spear (1989) dans l'équilibre GHPS (gr-hbl-pg-qz). Ce baromètre a donné des résultats globalement faibles. Les pressions obtenues sont inférieures aux pressions de référence calculées par le GRIPS, avec des différences variables entre 1 et 2 Kbars.

VII.2.4. Zone à staurotide

L'assemblage métamorphique qui sera pris comme référence de l'épisode tectono-métamorphique M_1 correspond à l'association minéralogique $str + gr + bio + mus + qz + plg + ilm \pm chl \pm rti$ des lithologies strictement pélitiques.

VII.2.4.1. Thermométrie

Les mêmes méthodes thermométriques abordées dans la zone à grenat seront appliquées à l'assemblage de référence de la zone à staurotide, tout en re-utilisant les mêmes modèles d'activité-composition mentionnés précédemment pour chaque thermomètre.

VII.2.4.1.1. Thermomètre grenat-biotite

L'association minéralogique utilisée dans ce thermomètre est contemporaine des stades compressifs de la deuxième phase tectonique. Parmi les thermomètres utilisés, ceux de Ferry et Spear (1978) et Hodges et Spear (1982) ont donné les résultats les plus significatifs: à des pressions de 2 et 9 Kbars, les températures obtenues par les bords des grenats sont respectivement de $534 \pm 8.5^\circ\text{C}$ et $560 \pm 8.5^\circ\text{C}$. Ces températures sont largement supérieures à celles obtenues par les coeurs (473 et 496°C), avec une différence moyenne de l'ordre de 62.5°C qui suggère un déséquilibre entre ces derniers et les biotites de la matrice.

Les températures calculées par les thermomètres de Picage et Greenwood (1982), Perchuk et Lavrenteva (1983) et Hoinkes (1986), généralement supérieures à 600°C, se sont avérées incompatibles avec les conditions d'équilibre thermique de l'assemblage de référence.

VII.2.4.1.2. Thermomètre grenat-chlorite

Les températures d'équilibre de la chlorite avec les bords des grenats contemporains des stades compressifs de la déformation D₂ sont de 530 et 548°C à des pressions respectives de 2 et 10

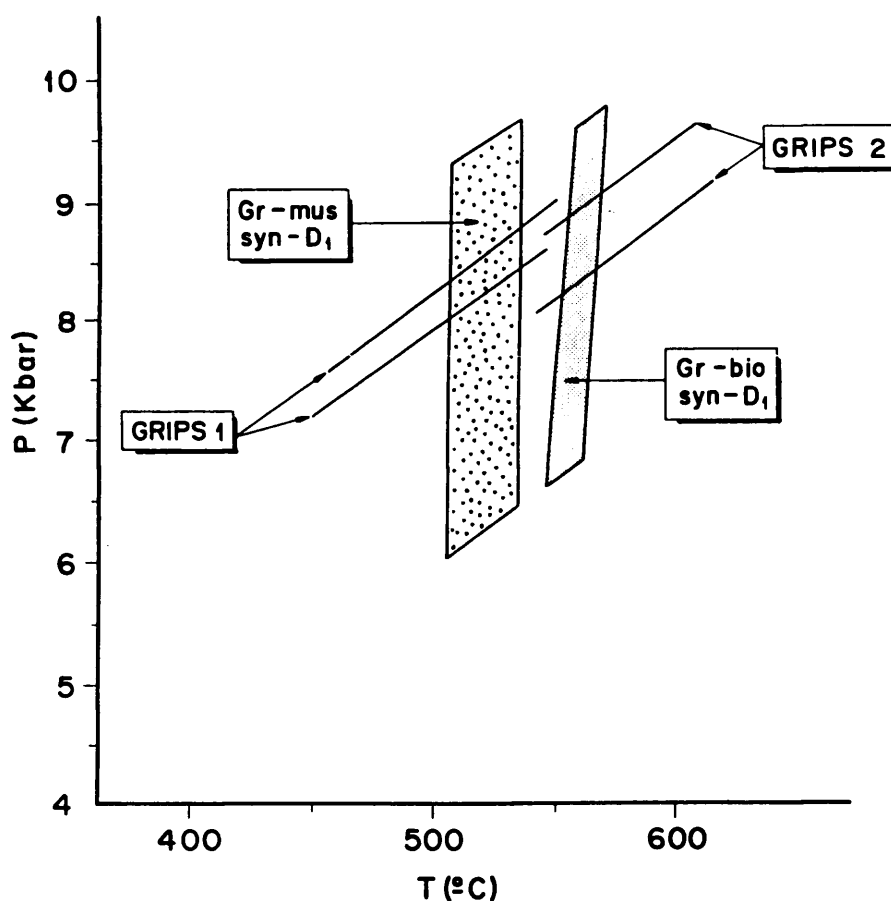


Fig.104. Représentation graphique des résultats thermobarométriques de l'épisode tectonometamorphique M₁ dans les métapélites de la zone à staurotide de la formation des Skhour. Thermomètres: gr-bio (Ferry et Spear, 1978; Hodges et Spear, 1982); gr-mus (Hynes et Forest, 1988). Baromètres: GRIPS (Bohlen et Liotta, 1986), 1 et 2, appliqués respectivement aux assemblages métamorphiques contemporains de la déformation D₁ et D₂.

Kbars. Ces résultats sont obtenus à partir de la seule analyse de chlorite disponible dans la zone à staurotide.

Les différences de températures entre les bords et les coeurs des grenats sont presque du même ordre d'intensité (64.8°C) que celles obtenues par le géothermomètre grenat-biotite.

VII.2.4.1.3. Thermomètre grenat-muscovite

Ce thermomètre a donné des résultats incompatibles avec les conditions thermiques de l'équilibre de référence associé aux stades compressifs du deuxième épisode tectonique. En effet, les résultats obtenus par les équations 10 et 9 de Hynes et Forest (1988) varient entre 620 et 750°C à des pressions de 2 à 10 Kbars.

Les températures moyennes d'équilibre des bords et des coeurs des grenats syn- D_1 sont respectivement de $520 \pm 7^{\circ}\text{C}$ et $503 \pm 14^{\circ}\text{C}$. Ces résultats sont obtenus par l'équation 9.

VII.2.4.2. Barométrie

VII.2.4.2.1. Baromètre GRIPS

Les mêmes modèles d'activité des différentes phases minéralogiques de l'assemblage GRIPS de la zone à grenat ont été re-utilisés ici.

Les résultats exprimés graphiquement dans la fig.104 intéressent les bords des grenats. Les conditions P-T d'équilibre des assemblages de référence contemporains de la déformation D_1 et des stades compressifs de la déformation D_2 sont respectivement de:

-8-8.35 kbars à 506°C et 8.4-8.75 kbars à 535°C ;

-8.20-8.85 Kbars à $552-554^{\circ}\text{C}$ et 8.40-9 kbars à $565-567^{\circ}\text{C}$.

Les résultats P-T obtenus par les coeurs des grenats syn-D₁ sont inférieurs à ceux des bords.

VII.3. REHAMNA ORIENTAUX

Rappelons que les mêmes zones métamorphiques mentionnées dans la formation des Skhour caractérisent également les Rehamna orientaux. Les métapélites de la zone à staurotide de ce dernier secteur présentent des intercalations de metabasites. Exception faite du thermomètre plagioclase-muscovite, les mêmes méthodes thermobarométriques appliquées dans la formation des Skhour seront considérées sous les mêmes conditions d'application dans le secteur oriental.

Les estimations thermobarométriques dans la zone à biotite, la zone à grenat et celle à staurotide vont intéresser les assemblages métamorphiques des formations dévono-viséennes affectées par les stades compressifs du deuxième épisode tectonique, alors que dans la zone à chlorite, elles vont porter sur les associations minéralogiques syn-D₁ de la formation de Jorf El Ahmar.

VII.3.1. Zone à chlorite

La paragenèse régionale dans cette zone est similaire à l'assemblage métamorphique (1) de la formation des Skhour.

VII.3.1.1. Thermométrie

VII.3.1.1.1. Thermométrie de solvus paragonite-muscovite

La moyenne des températures minimales obtenue par le solvus paragonite-muscovite (Eugster et al., 1972) est de l'ordre de 331°C. Ce résultat peut être considéré à la rigueur comme limite thermique inférieure représentative des conditions d'équilibre de l'assemblage métamorphique en question. Il a été obtenu sur l'une des deux analyses disponibles de micas blancs potassiques.

VII.3.1.2. Barométrie

VII.3.1.2.1. Barométrie basée sur le contenu en céladonite des micas blancs potassiques

Les pressions minimales obtenues à 331°C (valeur obtenue par le solvus paragonite-

muscovite) par le baromètre de Massonne et Schreyer (1987) sont de 2.25 et 3.55 Kbars.

Sachant que le feldspath potassique et la biotite font défaut dans l'assemblage de référence et que la seule valeur de température disponible est minimale, les conditions P-T citées ci-dessus peuvent être acceptées comme une limite inférieure approximative de l'assemblage en question. Ces conditions ne prétendent cependant pas être précises, puisque le nombre d'analyses chimiques disponibles est faible.

VII.3.2. Zone à biotite

Le même assemblage métamorphiques (assemblage 3) de la zone à biotite des lithologies pélitiques de la formation des Skhour caractérise la zone à biotite des Rehamna orientaux.

VII.3.2.1. Thermométrie

VII.3.2.1.1. Thermométrie de solvus paragonite-muscovite

La plupart des températures minimales obtenues par le solvus paragonite-muscovite (Eugster et al., 1972) sont faibles.

Les seules résultats significatifs ont été déterminés sur deux analyses chimiques de micas blancs potassiques, avec des valeurs de 412 et 431°C. Malgré que ces températures sont assez élevées pour être prises pour des valeurs minimales, elles seront considérées, faute de mieux, comme l'intervalle de température de référence de la zone à biotite.

VII.3.2.2. Barométrie

VII.3.2.2.1. Barométrie basée sur le contenu en céladonite des micas blancs potassiques

Ce baromètre a donné des résultats très faibles. Deux analyses chimiques de micas blancs ont cependant permis d'estimer les conditions minimales d'équilibre de la paragenèse de référence. Ces

conditions varient entre 2.80-4.55 Kbars à 412°C et 3.10-4.80 Kbars à 431°C (Fig.105).

VII.3.3. Zone à grenat

L'assemblage métamorphique de référence de cette zone est également similaire à l'assemblage (5) de la zone à grenat de la formation des Skhour.

VII.3.3.1. Thermométrie

VII.3.3.1.1. Thermomètre grenat-chlorite

Les températures moyennes d'équilibre des bords des grenats avec la chlorite à des pressions de 2 et 10 Kbars sont respectivement de 441 et 457 ± 8 °C. Les coeurs des grenats ont enregistré des températures inférieures à 400°C. Ces différences de températures élevées suggèrent que la composition chimique des coeurs n'est pas en équilibre avec celle des chlorites de la matrice.

La répartition de Fe et Mg entre les bords des grenats et les chlorites indique un incrément de température, de l'ordre de 39°C, à partir de l'isograde du grenat jusqu'à la partie inférieure de la zone. En effet, à des pressions de 2 et 10 Kbars, les températures moyennes obtenues dans les parties supérieure et inférieure de la zone sont respectivement de 421 et 437 ± 12 °C, et 460 et 476 ± 5 °C.

Etant donné que les résultats obtenus par ce thermomètre sont systématiques, les températures mentionnées ci-dessus sont considérées comme représentatives des conditions thermiques de l'assemblage de référence.

VII.3.3.1.2. Thermomètre grenat-muscovite

L'équation 9 de Hynes et Forest (1988) a donné des températures élevées dépassant souvent la limite de stabilité inférieure de la zone à grenat et, en conséquence, n'a pas permis d'obtenir des

résultats différentiels entre les différentes parties de la zone: les températures moyennes d'équilibre de la muscovite avec les bords des grenats syn (grenat de la partie supérieure de la zone) et pré-schisteux (grenat de la partie inférieure de la zone) sont similaires ($474 \pm 2^\circ\text{C}$). Elles sont supérieures à celles des coeurs de ces derniers minéraux de 28°C ; cet écart de température s'est exprimé par un zoning accusé des grenats (chp. VI). Les coeurs et les bords des grenats de l'isograde Gr+ ont par contre enregistré des températures largement supérieures à 500°C .

VII.3.3.2. Barométrie

En l'absence d'analyses chimiques de plagioclases de la zone à grenat, il a été impossible de calculer la pression par la méthode GRIPS.

Etant donné que la composition des plagioclases de la zone à grenat du métamorphisme barrovien varie entre l'albite, qui caractérise la majeure partie de la zone, et l'oligoclase qui commence à se développer à partir de la partie inférieure de la zone, l'utilisation de ces deux compositions permettra de cerner les limites inférieure et supérieure des pressions de la zone à grenat. Il est à noter que plus les plagioclases utilisés dans le GRIPS sont riches en albite, plus les pressions calculées sont élevées; l'utilisation de plusieurs compositions de plagioclases a permis de choisir les deux compositions extrêmes suivantes (table 22):

-Oligoclase An_{29} pour estimer la pression minimale (Fig.105).

-Oligoclase $\text{An}_{17.2}$ pour l'estimation de la pression maximale (Fig.105).

En principe, cette méthode ne permet pas de calculer des pressions réelles. Toutefois, elle permettra de délimiter un champ de pression extrême qui, en le combinant avec les résultats thermobarométriques de la zone à staurotide, sera réduit aux conditions P-T les plus proches possible des vraies conditions d'équilibre de l'assemblage de référence. La combinaison graphique des résultats de ces deux zones métamorphiques a permis de déduire les conditions P-T suivantes pour les bords des grenats (Fig.105):

-La limite supérieure du GRIPS correspond globalement à la projection de la limite supérieure

de celui de la zone à staurotide dans le champ de température déterminé dans la zone à grenat par les thermomètres grenat-chlorite et grenat-muscovite. Ce champ P-T varie de 5.90-6.65 Kbars à 420-475°C. Cette projection n'est cependant pas valable si on considère le cas d'un réchauffement isobarique des deux zones métamorphiques; cette possibilité est écartée

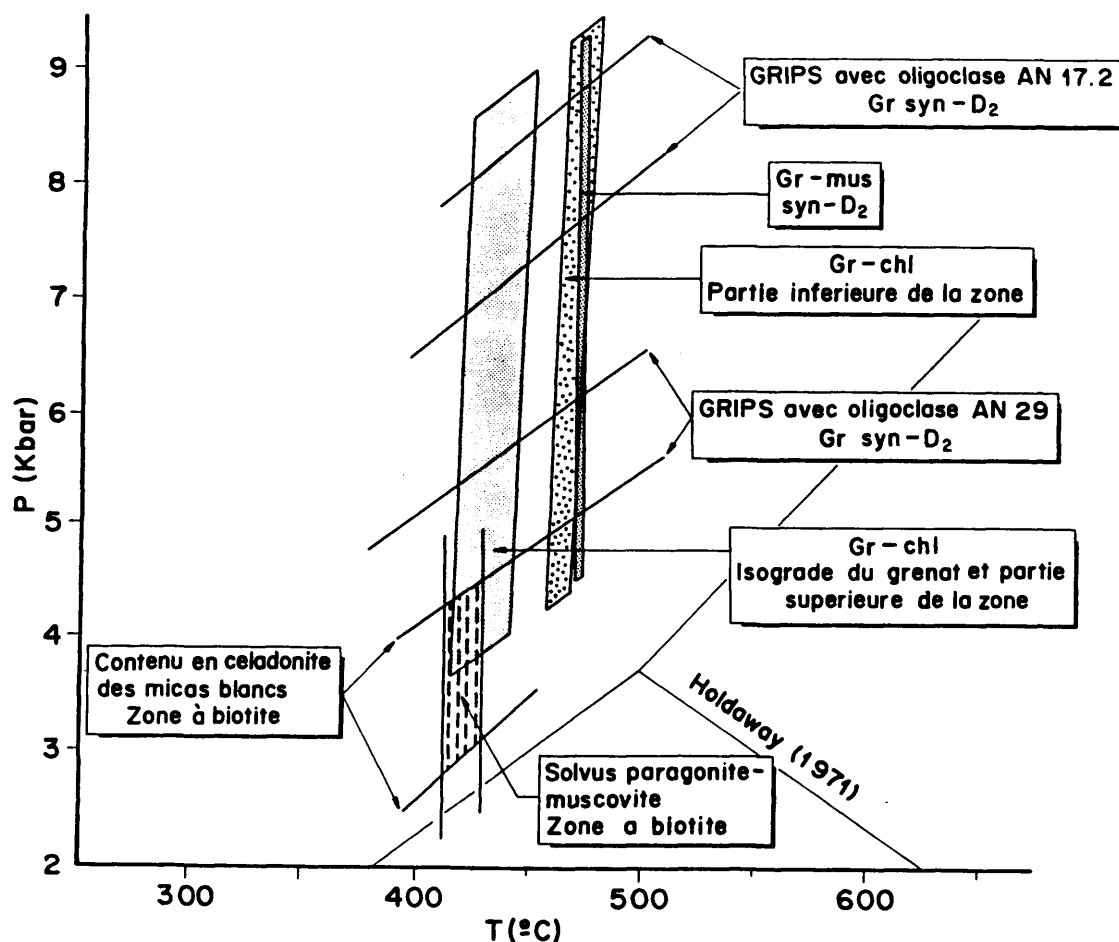


Fig.105. Représentation graphique des résultats thermobarométriques du stade $M_{1,2}$ de l'épisode tectonométamorphique M_1 dans les métapélites de la zone à biotite et la zone à grenat des Rehamna orientaux. Thermomètres: gr-mus (Hynes et Forest, 1988); gr-chl (Ghent et al., 1987); thermométrie de solvus paragonite-muscovite (Eugster et al., 1972). Baromètres: GRIPS (Bohlen et Liotta, 1986) appliqué aux métapélites de la zone à grenat; barométrie basée sur le contenu en celadonite des micas blancs potassiques (Massone et Schreyer, 1987) de la zone à biotite.

puisque les assemblages métamorphiques utilisés dans les estimations géothermobarométriques sont contemporains des stades compressifs de la deuxième phase tectonique.

-La limite inférieure du GRIPS concide avec la limite calculée avec l'oligoclase An_{29} . Elle correspond à l'intervalle P-T de 4.25-5.05 Kbars à 415-475°C.

La combinaison de ces résultats avec ceux obtenus par les coeurs des grenats indique que la croissance de ces minéraux est prograde.

VII.3.4. Zone à staurotide

Les assemblages métamorphiques de référence qui seront traitées dans l'étude géothermobarométrique comprennent:

-Str + gr + bio + mus + qz + plg + ilm \pm rtl (8) dans les lithologies pélitiques s.str.;

-hbl \pm act + plg \pm chl \pm ep \pm cc \pm gr + qz + ilm \pm sph \pm rtl (9) dans les metabasites de Lalla Tittaf.
Il est à rappeler que ces lithologies sont localisées dans la partie inférieure de la zone à staurotide.

VII.3.4.1. Métapélites

VII.3.4.1.1. Thermométrie

Thermomètre grenat-biotite

Ce thermomètre a été appliqué sur un seul échantillon appartenant à l'isograde de la staurotide.

Les thermomètres de Ferry et Spear (1978) et Hodges et Spear (1982) ont permis la quantification thermique de l'isograde de la staurotide: à des pressions de 2 et 9 Kbars, les températures moyennes d'équilibre des bords des grenats avec la biotite sont respectivement de 487 et $511 \pm 11.5^\circ\text{C}$. Celles obtenues par les coeurs sont inférieures aux températures des bords d'au

moins 100°C; cette différence thermique suggère que la composition chimique des biotites de la matrice a été re-équilibrée lors de la croissance ultime des grenats.

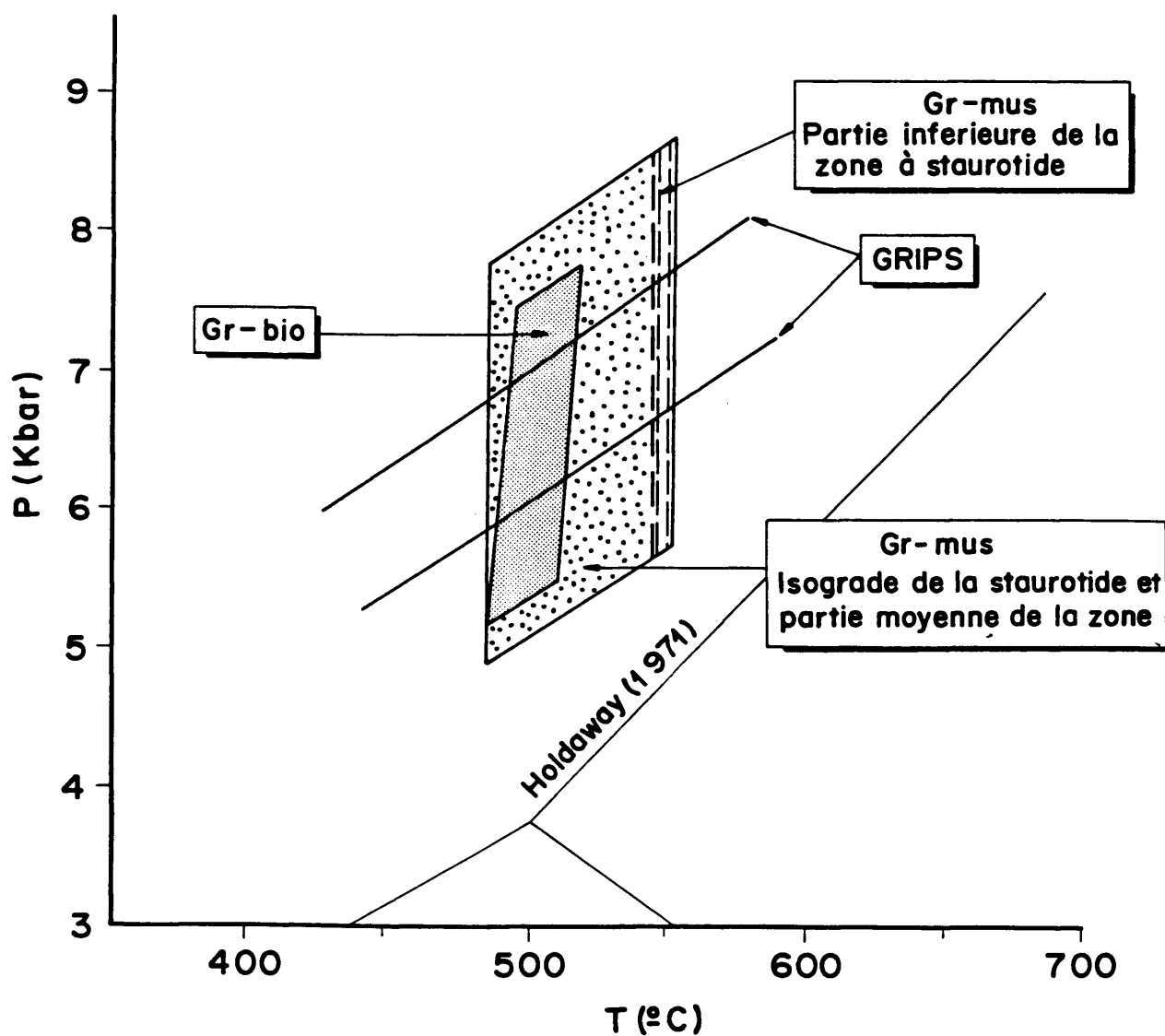


Fig.106. Représentation graphique des résultats thermobarométriques de l'épisode tectonometamorphique M₁ (stade M_{1,2}) dans les métapélites de la zone à staurotide des Rehamna orientaux. Thermomètres: gr-bio (Ferry et Spear, 1978; Hodges et Spear, 1982); gr-mus (Hynes et Forest, 1988). Baromètre: GRIPS (Bohlen et Liotta, 1986).

Quant aux estimations de températures maximales calculées sous les mêmes pressions par les thermomètres de Picage et Greenwood (1982)(537 et 562°C), Perchuk et Lavrenteva (1983)(563 et 521°C) et Hoinkes (1986)(539 et 564°C), elles sont assez élevées pour être considérées comme représentatives des conditions thermiques de l'isograde de la staurotide.

Thermomètre grenat-muscovite

La température moyenne d'équilibre des bords des grenats avec la muscovite est de 524°C. Cette température a été calculée par l'équation 9 de Hynes et Forest (1988).

La réaction d'échange Fe-Mg entre la muscovite et les bords des grenats indique un incrément de température, de l'ordre de 31°C, entre les parties supérieure et inférieure de la zone à staurotide: la limite thermique inférieure est de $519 \pm 27^\circ\text{C}$; elle est légèrement supérieure à la température obtenue par les centres des grenats ($506 \pm 18^\circ\text{C}$). La limite thermique supérieure est de $550 \pm 3^\circ\text{C}$; elle est par contre largement supérieure aux températures calculées par les coeurs des grenats (493°C) qui ne paraissent pas être en équilibre avec les muscovites de la matrice. Les résultats obtenus par les bords des grenats sont considérés comme des conditions thermiques d'équilibre de l'assemblage (8).

Les conditions P-T de l'équilibre (8), déduites de la combinaison graphique des résultats thermométriques avec les estimations de pression réalisées dans les metabasites par le baromètre GRIPS (Bohlen et Liotta, 1986), oscillent entre 5.80-6.8 Kbars à 487°C et 6.75-7.75 Kbars à 553°C (Fig.106).

VII.3.4.2. Métabasites

VII.3.4.2.1. Thermométrie

Thermomètre amphibole calcique-plagioclase

Malgré que les compositions des paires hornblende-plagioclase obéissent aux restrictions qui conditionnent l'application du thermomètre de Blundy et Holland (1990), les résultats obtenus par les metabasites foliées de Lalla Tittaf sont extrêmement élevés. Les températures calculées, définissant un champ thermique de 600 à 900°C à des pressions respectives de 9 et 5 Kbars, dépassent largement le champ de référence déterminé par le thermomètre grenat-muscovite.

De l'application de ce thermomètre aux métadiabases, il s'est avéré que la composition des plagioclases n'est en équilibre qu'avec celles des reliques d'actinotes conservés encore au sein des hornblendes. En effet, les températures obtenues par les paires hornblende-plagioclase sont du même ordre que celles déjà calculées dans les metabasites foliées, alors que l'utilisation de la même composition de plagioclase avec celle des actinotes donne des températures de 522 et 476°C à des

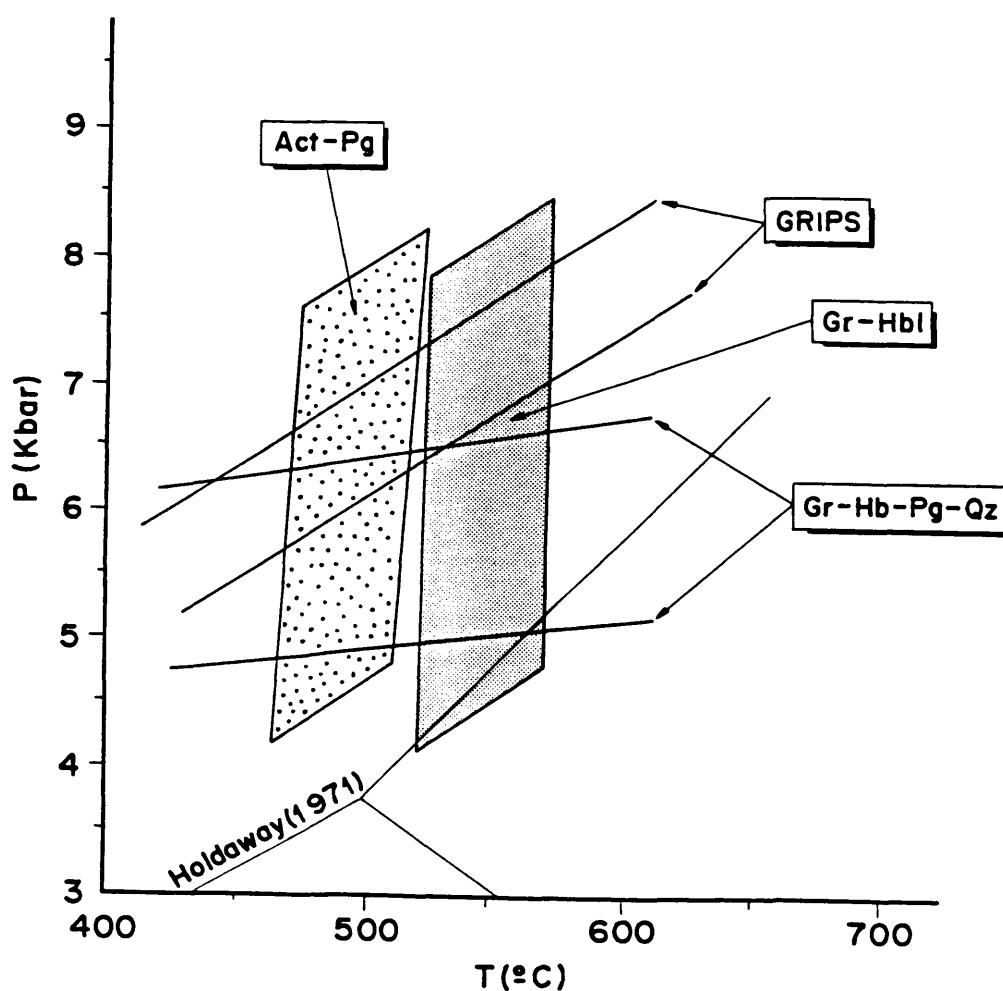


Fig. 107. Représentation graphique des résultats thermobarométriques de l'épisode tectonometamorphique M_1 (stade $M_{1,2}$) dans les metabasites de la zone à staurotide des Rehamna orientaux. Thermomètres: gr-hbl (Graham et Powell, 1984); act-plg (Blundy et Holland, 1990). Baromètres: GRIPS (Bohlen et Liotta, 1986); gr-hbl-pg-qz (Kohn et Spear, 1989).

pressions respectives de 5 et 9 Kbars. Ces résultats ne reflètent pas les conditions thermiques de la partie inférieure de la zone à staurotide; elles correspondent en fait à un interval de températures incluant la partie inférieure de la zone à grenat et la partie supérieure de la zone à staurotide (Fig.107).

Les différences de températures extrêmement élevées qu'on a obtenu par combinaison des compositions des plagioclases avec celles des hornblendes et des actinotes confirment d'avantage les relations de déséquilibre, déjà traitées dans les chapitres V.3 et VI, entre ces deux types d'amphiboles.

Thermomètre grenat-hornblende

Les températures calculées par le thermomètre de Graham et Powell (1984) sont parfois élevées. Les moyennes des températures obtenues par les bords ($544 \pm 24^{\circ}\text{C}$) et les centres ($546 \pm 31^{\circ}\text{C}$) des grenats sont presque similaires; elles sont considérées comme une limite thermique supérieure (températures maximales) de l'extrême partie inférieure de la zone à staurotide.

VII.3.4.2.2. Barométrie

Baromètre GRIPS

L'intersection des estimations maximales de la pression avec les limites inférieure et supérieure du thermomètre grenat-hornblende (Graham et Powell, 1984) a permis de déterminer les conditions P-T suivantes (Fig.107):

- 6.40-7.30 Kbars à 523°C ;
- et 7.05-7.95 Kbars à 572°C .

Les résultats obtenus par le GRIPS sont systématiques et peu variables; ils sont considérés comme des conditions P-T de référence de la partie inférieure de la zone à staurotide.

D'après les tentatives d'estimation de la température, il s'est avéré que les plagioclases ne sont pas en équilibre avec les hornblendes des métadiabases et des metabasites foliées, alors qu'ils le sont avec les reliques d'actinotes qui sont encore conservés dans les premiers corps basiques. Ces deux faits suggèrent que les diffusions de Ca dans les plagioclases sont lentes et que la composition

chimique de ces derniers est antérieure aux conditions d'équilibre de la paragenèse de référence des metabasites foliées. Par conséquent, les pressions calculées dans les metabasites à grenat par le GRIPS sont probablement surestimées.

Baromètre GHPS

Les pressions obtenues par ce baromètre sont inférieures à celles calculées par le GRIPS; elles sont variables et parfois très faibles pour être prises en considération (Fig.107).

VII.4. TRAJECTOIRE P-T-t ET EVOLUTION TECTONOTHERMALE

En raison des difficultés rencontrées dans les estimations des conditions P-T des assemblages minéralogiques de la zone à chlorite de l'ensemble du secteur étudié et de ceux de la zone à biotite de la formation des Skhour, ces assemblages ne seront pas impliqués dans la construction des chemins P-T-t.

Rappelons que deux épisodes tectonométamorphiques caractérisent l'ensemble des secteurs étudiés: un épisode M_1 prograde et un autre M_2 rétrograde.

L'épisode tectonométamorphique M_1 peut être subdivisé en trois stades:

- deux stades $M_{1.1}$ et $M_{1.2}$ contemporains de l'engrossissement crustal établi respectivement durant le premier et la majeure partie du deuxième épisodes tectoniques;

- et un stade $M_{1.3}$ associé à l'amincissement crustal du massif durant les stades précoces de la tectonique extensive tardi- D_2 .

L'épisode M_2 présente deux stades:

- un stade $M_{1.4}$ caractérisant l'évolution rétro-morphique associée à l'amincissement crustal tardi- D_2 ;

- et un stade $M_{1.5}$ associé au soulèvement régional de l'édifice structural par la troisième phase de plissement hercynien.

VII.4.1. Episode tectonothermal M_1

VII.4.1.1. Formation des Skhour

Les conditions P-T des stades métamorphiques $M_{1.1}$, $M_{1.2}$ et $M_{1.3}$, déduites des centres des polygones des erreurs de la fig.109, sont reportées dans la table de la fig.108.

	D ₁		Stades compressifs de la déformation D ₂		Stades extensifs de la déformation D ₂
	Zone à grenat	Zone à staurotide	Zone à grenat	Zone à staurotide	Zone à grenat
T(°C)	460 ± 30	520 ± 14	492 ± 5	560 ± 6	495 ± 10
P(Kbar)	7.1 ± 0.05	8.35 ± 0.01	8.15 ± 0.01	8.65 ± 0.03	7.9 ± 0.03

Fig.108. Résultats thermobarométriques des stades métamorphiques M_{1.1}, M_{1.2} et M_{1.3} de la formation des Skhour durant l'épisode tectonique D₁, les stades compressifs de la déformation D₂ et les stades précoces de la tectonique extensive tardi D₂.

La trajectoire P-T-t de la formation des Skhour est représentée dans la fig.110A. Elle reflète une évolution typique d'une portion de croûte épaissie sous un régime tectonique compressif (stades M_{1.1} et M_{1.2}), amincie ensuite lors de la tectonique extensive tardi-D₂ et soumise en fin de compte à l'action du soulèvement et de l'érosion durant la troisième phase de plissement F₃.

Stade M_{1.1}

Ce stade correspond à une évolution métamorphique prograde traduite par un incrément de température et de pression à partir de l'isograde du grenat jusqu'à la zone à staurotide (Fig.108). Le développement d'une zone à staurotide implique en principe que les conditions thermiques extrêmes de ce stade sont établies dans le faciès des amphibolites. Les estimations faibles des conditions thermiques de cette zone métamorphique relèvent du fait que la composition des bords des grenats resorbés, qui a été remobilisée par les processus de dissolution, n'est pas contemporaine des conditions thermiques d'équilibre des assemblages à staurotide.

Le stade M_{1.1} est contemporain de l'épaississement crustal engendré par la tectonique tangen-

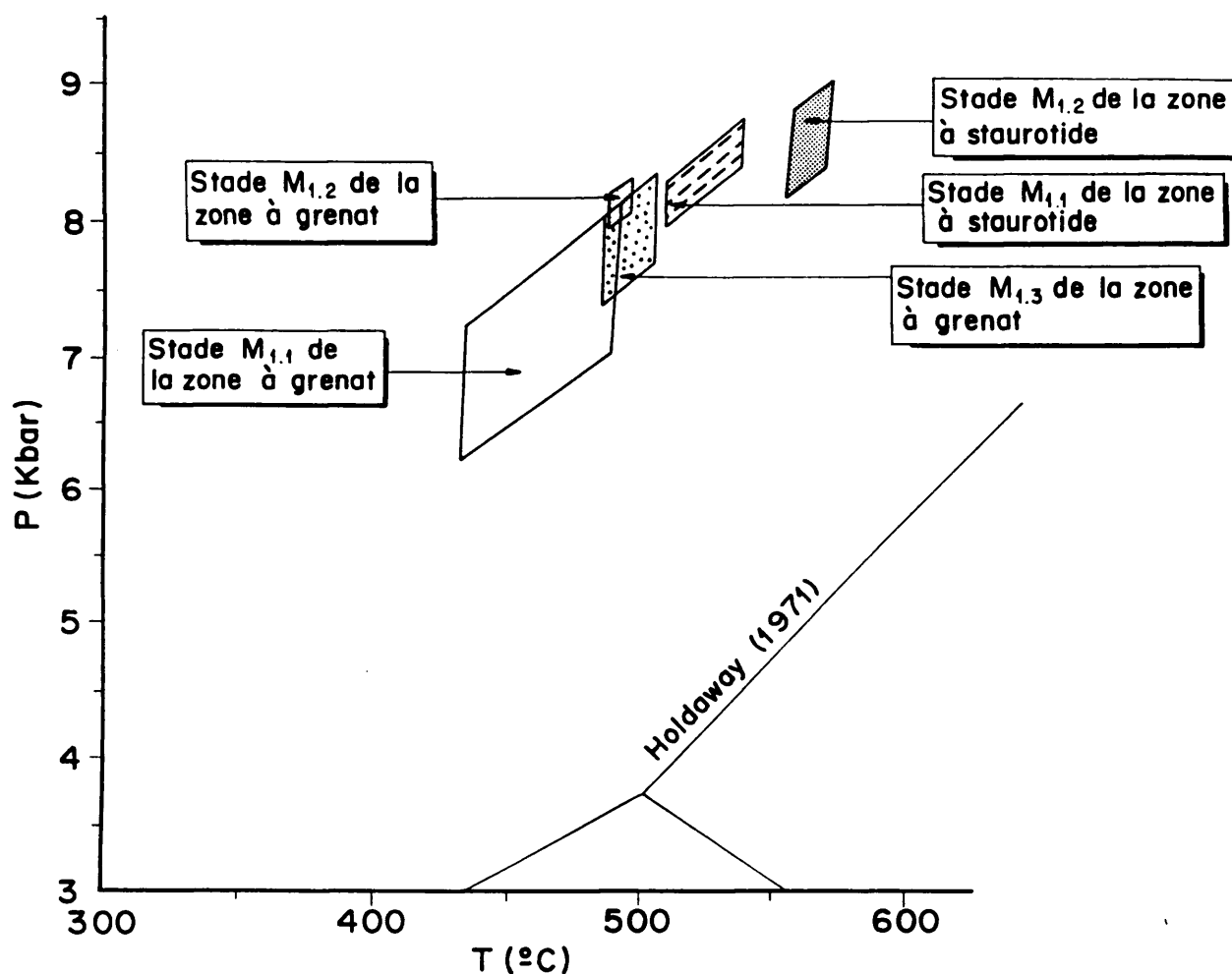


Fig. 109. Polygones des erreurs des conditions P-T des stades $M_{1.1}$, $M_{1.2}$ et $M_{1.3}$ dans la zone à grenat et celle à staurotide de la formation des Skhour.

tielle ayant affecté la formation des Skhour. Cet épaissement a conditionné un enfouissement de la zone à grenat et celle à staurotide de respectivement 24.8 et 29 Km à des conditions P-T respectives de 7.1 ± 0.05 kbars, $453 \pm 22^\circ\text{C}$ et 8.35 ± 0.01 kbars, $520 \pm 14^\circ\text{C}$. En considérant une densité moyenne normale des matériaux crustaux (3.5km/kbar), les conditions P-T calculées dans ces zones métamorphiques impliquent un gradient thermique de l'ordre de 18°C/Km . Le stade $M_{1.1}$ correspond donc à un métamorphisme barrovien associé à un gradient relativement faible qui le situe du côté de la limite des pression élevées du régime barique de moyenne P/T.

Stade M_{1,2}

Ce stade, bien qu'il s'annonce avec les mêmes assemblages métamorphiques que le stade antérieur, résulte de l'incrément des conditions P-T de l'épisode tectonothermal M₁ lors des moments relativement précoces de la deuxième phase de déformation. Il s'agit donc d'un stade métamorphique prograde et compressif (Figs.108 et 110A), développé en réponse aux mouvements chevauchants orientaux. Ces chevauchements ont conditionné un enfouissement de la zone à grenat et celle à staurotide de 28.5 et 30km respectivement.

Le stade M_{1,2} s'est établi sous un gradient similaire au gradient du stade M_{1,1}; il s'agit donc toujours d'un régime barique de moyenne P/T associé à un faible gradient thermique qui le localise du côté du champ des pressions élevées du métamorphisme barrovien.

Stade M_{1,3}

Ce stade est associé aux stades relativement précoces de la tectonique extensive tardi-D₂.

La tectonique en extension (incluant les stades M_{1,3} et M_{1,4}) a conditionné une décompression crustale intense qui présente théoriquement trois types d'évolution fortement dépendantes du mode de variation de la température dans la zone à staurotide. En effet, le chemin décompressif peut être accompagné d'un refroidissement (Fig.110B.b), d'un réchauffement (Fig.110B.c) ou d'une évolution métamorphique isothermique (Fig.110B.a). Sachant que la sillimanite est absente dans le secteur, les deux dernières possibilités sont écartées tout en optant pour la première. Cependant, du fait que le pic thermique régional coïncide avec les moments précoces de la tectonique extensive, les stades initiaux de la décompression crustale (stade M_{1,3}) sont légèrement progrades. Les conditions P-T paroxysmales de la zone à grenat (7.9 Kbars et 495 °C) confirment le caractère légèrement prograde du stade M_{1,3} par rapport au stade M_{1,2}.

Quant au pic thermique de la zone à staurotide, il ne peut être évalué en raison de l'absence d'analyses chimiques des assemblages minéralogiques contemporains du stade M_{1,3}. Mais, en tenant compte du fait que le stade M_{1,3} est légèrement prograde par rapport au stade antérieur, on peut conclure que les conditions P-T du paroxysme thermique de cette zone métamorphique sont probablement très proches de celles des assemblages à staurotide associés au stade M_{1,2}.

Comme les inclusions des espèces porphyroblastiques ont une minéralogie similaire à celle

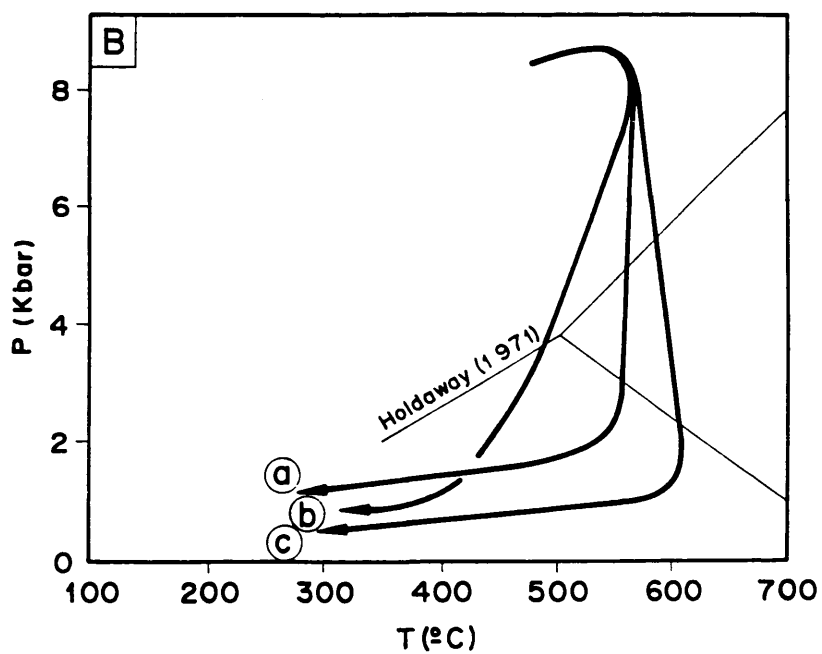
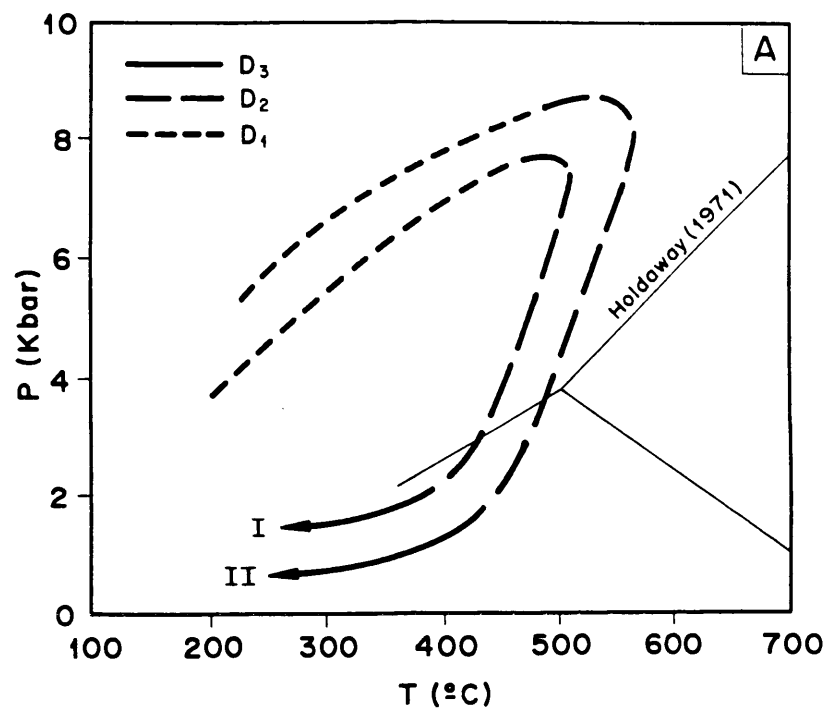


Fig.110. A, trajectoires P-T-t de la formation des Skhour; B, les chemins P-T possibles de la portion de trajectoire décompressive durant la tectonique extensive tardi-D₂. I, trajectoire des roches de la zone à grenat; II, trajectoire des roches de la zone à staurolite. Commentaires: voir texte.

des assemblages métamorphiques de la matrice, on conclut que l'évolution métamorphique caractérisant les différentes lithologies de la formation des Skhour s'est réalisée à des pressions comparables à celles estimées pour les stades $M_{1,2}$ et $M_{1,3}$. Ces observations suggèrent que le pic thermique est probablement proche du pic barique (Fig. 110A).

VII.4.1.2. Rehamna orientaux

Parmi les trois stades de l'épisode M_1 , seul le deuxième a été quantifié: il s'agit du stade $M_{1,2}$ associé à l'épisode compressif de la déformation D_2 . Les conditions P-T de ce stade, déduites des centres des polygones des erreurs de la fig.112, sont reportées dans la fig.111.

		T (°C)	P (Kbar)
Stades compressifs de la déformation D_2	Zone à biotite	420 ± 10	3.80 ± 0.9
	Partie supérieure de la zone à grenat	432 ± 15	5.25 ± 0.07
	Partie inférieure de la zone à grenat	465 ± 0.6	5.80 ± 0.07
	Partie supérieure de la zone à staurotide	515 ± 32	6.80 ± 0.05
	Partie inférieure de la zone à staurotide	550 ± 24	7.25 ± 0.05

Fig.111. Résultats thermobarométriques du stade $M_{1,2}$ dans les formations dévono-viséennes des Rehamna orientaux.

Stade $M_{1,1}$

Ce stade caractérise essentiellement la formation cambro-ordovicienne de Jorf El Ahmar, alors qu'il n'est conservé que localement dans les formations dévono-viséennes où il est encore préservé dans les charnières des plis F_2 épargnés des processus de transposition.

Le stade $M_{1,1}$ résulte de l'épaississement crustal engendré par le plissement de première phase tectonique; il correspond à un métamorphisme d'affinité barrovienne dont le paroxysme thermique régional, traduit par le développement d'associations minérales à staurotide, est atteint dans la partie

supérieure du faciès des amphibolites.

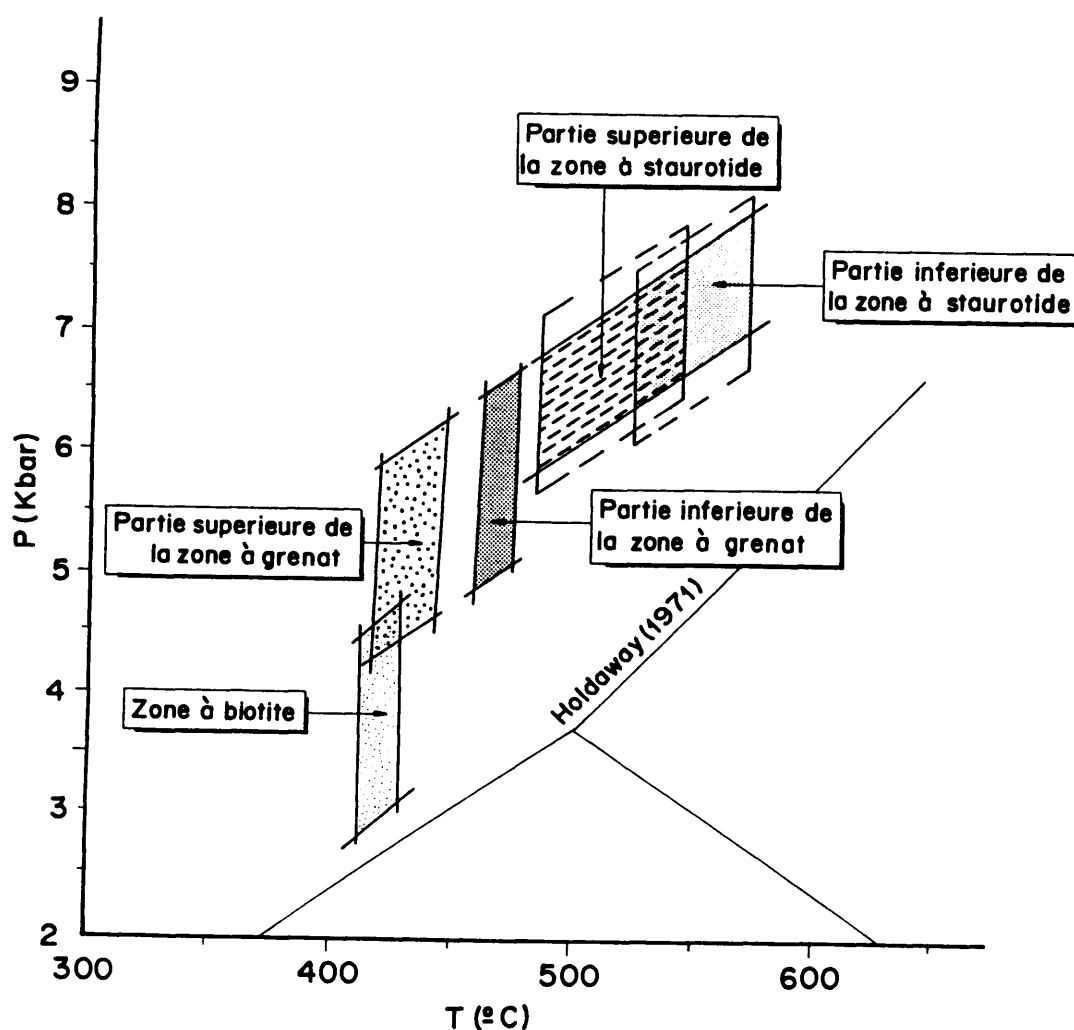


Fig.112. Polygones des erreurs des conditions P-T de la zone à biotite, la zone à grenat et celle à staurotide des Rehamna orientaux.

Stade M_{1,2}

Ce stade caractérise principalement les formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf, alors qu'il ne s'exprime que localement dans la formation cambro-ordovicienne de Jorf El Ahmar. Il est contemporain de l'épaississement crustal engendré par les chevauchements orientaux pré à syn-D₂. Il correspond donc, bien qu'il a donné lieu aux mêmes assemblages métamorphiques

que le stade antérieur, à un stade globalement compressif (Fig.113).

Les associations minéralogiques similaires des stades $M_{1,1}$ et $M_{1,2}$ suggèrent une amplitude probablement modérée des mouvements chevauchants conditionnés par le jeu de la Z.C.O.Z. et le cisaillement d'El Broumi.

L'engrossissement crustal engendré par les stades compressifs de la déformation D_2 a conditionné un enfouissement maximal de la zone à biotite, la zone à grenat et celle à staurotide de 13, 20 et 25 Km respectivement. Les conditions P-T calculées dans ces zones (Fig.111) sont atteintes

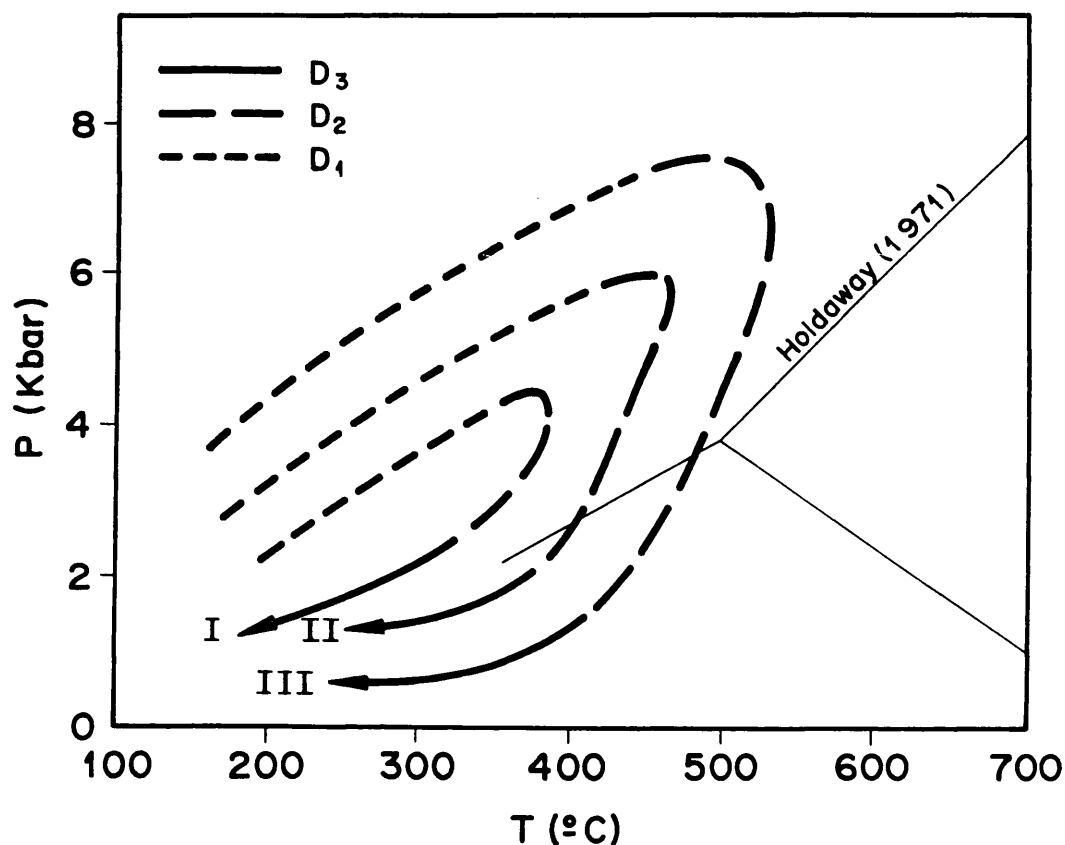


Fig.113. Trajectoires P-T-t des formations dévono-viséennes des Rehamna orientaux. I, trajectoire des roches de la zone à biotite; II, trajectoire des roches de la zone à grenat; III, trajectoires des roches de la zone à staurotide. Commentaires: voir texte.

sous un gradient thermique de 25°C/Km. Celui-ci définit un régime barique de moyenne P/T, relativement plus intense que celui caractérisant la formation des Skhour.

Stade M_{1,3}

Ce stade coïncide avec le paroxysme thermique établi durant les stades relativement précoces de la tectonique extensive tardi-D₂. Du fait que les assemblages minéralogiques de ce stade sont identiques à ceux des stades métamorphiques antérieurs, on conclut que les conditions P-T du pic thermique sont similaires ou légèrement supérieures à celles du stade M_{1,2}.

L'absence de critères texturaux susceptibles d'indiquer des pressions relativement plus importantes que celles calculées par les associations métamorphiques de référence du stade M_{1,2} suggère que le pic thermique est probablement proche du pic barique.

Il est à noter que le choix entre les différents types d'évolution du chemin décompressif avec les différents modes de variation de la température est basé sur les mêmes critères mentionnés dans le cas de la formation des Skhour.

VII.4.2. Episode tectonothermal M₂

Il s'agit d'un épisode tectonothermal rétrograde et décompressif, associé aux stades relativement tardifs de la tectonique extensive (stade M_{1,4}) et au soulèvement régional du bâti orogénique par la troisième phase de plissement hercynien (stade M_{1,5}).

L'évolution rétrograde associée à la tectonique extensive est le résultat d'une décompression intense et rapide qui prend fin dans le champ de stabilité de l'andalousite (Figs.110 et 113), où ce silicate d'alumine apparaît à la suite du déséquilibre thermique local engendré par la mise en place des granitoïdes syn à tardi-tectoniques. Les transformations rétro-morphiques ultérieures des espèces porphyroblastiques, associées aussi bien au métamorphisme régional qu'au métamorphisme de contact, en chlorite, biotite et/ou muscovite impliquent que le reste de l'évolution métamorphique rétrograde contemporaine du stade M_{1,5} s'est achevée dans la partie supérieure du faciès des schistes

verts (Figs.110 et 113).

VII.4.3. Conclusions

L'évolution thermique du massif des Rehamna est associée à trois phases de déformation durant lesquelles se sont opérées deux épisodes tectonothermaux successifs: un épisode M_1 prograde d'affinité barrovienne et un autre M_2 rétrograde. La phase de déformation D_1 et la majeure partie de la déformation D_2 correspondent à un événement tectonique compressif qui est responsable de l'engrossissement crustal du massif. A ce régime tectonique compressif s'est surimposé un autre extensif durant les stades tardi- D_2 . Les stades initiaux de la tectonique extensive coïncident avec le pic thermique régional qui s'est établi dans la zone (ou localités) à staurotide et disthène (Z.C.O.Z. et la Z.C.K.M.) ou dans la zone à staurotide (formation des Skhour et Rehamna orientaux). L'épisode tectonothermal rétrograde prend ensuite le relais durant les stades tardifs de la tectonique extensive et au cours de la troisième phase de plissement F_3 . Ces deux dernières phases de déformation sont à l'origine de la dénudation et du soulèvement de l'édifice structural qui a regagné des conditions relativement superficielles, correspondant à la partie supérieure du faciès des schistes verts.

Durant le régime tectonique compressif, les Rehamna centraux et orientaux ont subi un métamorphisme de moyenne P/T dont le paroxysme thermique est atteint dans la partie supérieure (formation des Skhour et Rehamna orientaux) à moyenne (Z.C.K.M. et Z.C.O.Z.) du faciès des amphibolites. Dans la formation des Skhour et le secteur oriental, ce métamorphisme s'est développé sous un gradient de 18 et 25°C/Km respectivement. Les différences de gradients entre ces deux secteurs relèvent principalement des différences d'enfouissement, de l'ordre de 5Km, lors de l'épaississement crustal (Figs.110, 113 et 114).

Le régime tectonique compressif est ensuite suivi d'un amincissement crustal qui s'est probablement manifesté par la réactivation des cisaillements compressifs en failles normales ductiles (Z.C.K.M, cisaillement occidental de la Z.C.O.Z. et cisaillement d'El Broumi). Ces failles correspondent à des niveaux de détachement comparables à ceux associés aux complexes métamorphiques profonds (Davis, 1980; Coney, 1984; Hodges et al., 1987; Malavieille, 1987; Sandiford, 1989; Sonder et al., 1987).

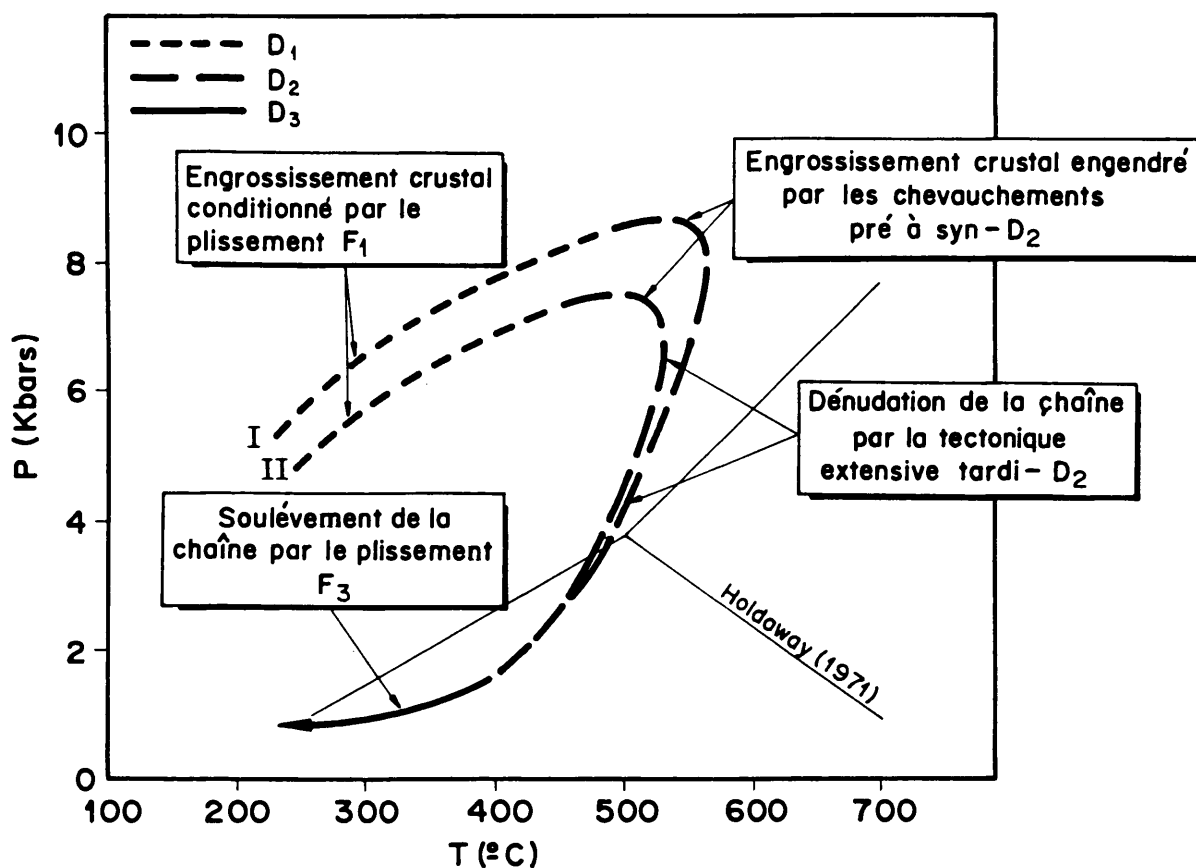


Fig. 114. Trajectoires P-T-t montrant l'évolution tectonothermale des assemblages métamorphiques à staurotide de la formation des Skhour (trajectoire I) et des formations dévono-viséennes des Rehamna orientaux (trajectoire II).

Les stades relativement précoces de l'épisode extensif coïncident avec le pic thermique régional établi dans la partie supérieure à moyenne du faciès des amphibolites. Les déplacements relatifs à ce stade de la tectonique extensive sont modérés (de l'ordre de 5 km entre la formation des Skhour et les Rehamna orientaux) comme en attestent, d'une part, l'absence de contrastes thermiques accusés entre les différentes formations tectonostratigraphiques, et d'autre part, l'établissement simultané du pic thermique régional dans tous les secteurs du massif alors qu'il doit être en principe différentiel (Herren, 1987; Thompson et Ridley, 1987; Ridley, 1989) si l'amincissement crustal est réellement intense.

Le retour à l'équilibre de la croûte encore très épaisse est essentiellement assuré par les stades

relativement tardifs de la tectonique en extension (stade $M_{1,4}$). Ces stades sont responsables de la majeure partie de l'amincissement crustal du bâti orogénique et de l'évolution métamorphique rétrograde associée. L'amincissement crustal à ce stade de la tectonique extensive est intense comme le suggèrent, d'une part, la forte condensation des isogrades qui a donné lieu à un faible espacement des zones métamorphiques (relativement spectaculaire dans la Z.C.K.M.), voire même à la coïncidence de l'isograde (ou des localités) du disthène avec celle (ou des localités) de la staurotide dans la Z.C.O.Z. et la Z.C.K.M., et d'autre part, la décompression spectaculaire initiée à partir d'une profondeur maximale de 24 km.

L'évolution métamorphique rétrograde associée au stade $M_{1,4}$ prend fin à basse pression (formation des Skhour, Z.C.O.Z. et Rehamna orientaux). Le stade $M_{1,5}$ prend ensuite le relais en donnant lieu à des associations minéralogiques typiques de la partie supérieure du faciès des schistes verts.

En conclusions finales, l'évolution métamorphique barrovienne du secteur étudié est typique d'un niveau de croûte moyenne d'une chaîne de collision qui a subi un fort épaissement crustal. Le modèle tectonique compressif proposé, combinant des plis couchés ou déversés et des chevauchements, suggère un épaissement crustal de type homogène (England et Thompson, 1984). Cet engrossissement est suivi d'un amincissement crustal intense qui est responsable de la dénudation de la chaîne. Un processus de soulèvement prend ensuite le relais et achève le retour à l'équilibre de la croûte encore peu épaisse, en l'exposant à l'action limitée de l'érosion qui s'est opérée à des pressions relativement basses.

VIII. CONCLUSIONS GENERALES

VIII. CONCLUSIONS GENERALES

Le secteur étudié comprend deux des trois domaines structuraux du massif hercynien des Rehamna: les Rehamna centraux, formés de terrains essentiellement cambro-ordoviciens et situés à la base de l'édifice structural, et les Rehamna orientaux prédominés par des terrains dévonien. Ces deux secteurs sont séparés par la zone de cisaillement de Ouled Zednes.

Le secteur central présente deux formations tectonostratigraphiques qui sont de bas en haut:

- La formation autochtone de Kef El Mouneb, affleurant actuellement en fenêtre tectonique au coeur de l'anticlinal F_3 des Rehamna centraux. Il s'agit en fait du toit fortement cisailé (zone de cisaillement de Kef El Mouneb) de l'autochtone qui affleure également au Nord du secteur étudié dans les régions peu à non métamorphiques, où il a été daté au Dévonien moyen. Ses matériaux essentiellement conglomératiques rappellent les faciès de type "vieux grés rouges".
- La formation allochtone des Skhour d'âge Cambro-Ordovicien.

Le secteur oriental comprend trois formations qui sont de l'Ouest vers l'Est, donc du bas en haut:

- la formation de Jorf El Ahmar d'âge Cambro-Ordovicien (Jenny, 1974);
- la formation d'El Broumi-Ouled Hassine d'âge présumé Dévonien;
- la formation de Lalla Tittaf d'âge rapporté au Tournaisien à Viséen.

Les deux premières formations sont séparées par un contact tectonique à caractère de faille normale ductile à vergence E à SE.

Ces différents secteurs ont enregistré trois phases de déformation qui sont à l'origine des perturbations thermiques responsables de l'évolution métamorphique régionale d'affinité barrovienne. L'intégration des caractéristiques thermiques et structurales a permis de définir deux épisodes tectonothermaux: un épisode M_1 prograde et un autre M_2 rétrograde.

L'épisode M_1 comprend trois stades: deux stades $M_{1.1}$ et $M_{1.2}$ définis lors du régime tectonique compressif contemporain de l'épaississement crustal engendré par la première et les épisodes

relativement précoces de la deuxième phases tectoniques, et un autre $M_{1,3}$ associé aux stades précoces de l'extension crustale tardi- D_2 .

Le stade $M_{1,1}$ correspond à un stade métamorphique compressif associé à l'engrossissement de la chaîne par la première phase tectonique dont le style et les conditions P-T sont variables entre le secteur central et oriental.

Dans la formation des Skhour, la déformation D_1 non coaxiale a engendré un pli couché F_1 orienté NE-SW et déversé au NW, alors que dans la formation de Jorf El Ahmar les structures D_1 sont représentées par un anticlinal (anticlinal de Laananat) à déversement limité au NW. Dans les autres secteurs du massif (Z.C.K.M., Z.C.O.Z., formations d'El Broumi-Ouled Hassine et de Lalla Tittaf), les structures D_1 , correspondant aux fabriques planaires S_1 microplissés, ne sont préservées que localement dans les ombres de pression et dans les microcharnières des plis F_2 ou comme inclusions internes dans quelques porphyroblastes qui se sont développés en contexte non rotationnel.

La foliation de plan axial des plis F_1 est imprimée par des assemblages minéralogiques typiques d'un métamorphisme de moyenne P/T qui a donné lieu à une séquence régionale prograde allant de la zone à chlorite jusqu'à la zone à staurotide, voire même jusqu'à la zone (cas de la Z.C.K.M.) ou aux localités (cas de la Z.C.O.Z.) à staurotide et disthène.

Au cours du stade $M_{1,1}$, les grenats almandins syn- D_1 des métapélites de la formation des Skhour ont enregistré des gradients chimiques en FeO, MgO, MnO et CaO compatibles avec une zonation prograde de type croissance continue. Ces gradients sont de plus en plus accusés avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme. La composition chimique des grenats évolue également en fonction de l'incrément de la température, avec des grenats de la zone à staurotide plus riches en pyrope et en almandin et plus pauvres en spessartine et en grossulaire que ceux de la zone à grenat. La température de croissance de ces grenats est plus intense que celle des grenats de la formation de Jorf El Ahmar qui sont relativement plus riches en CaO et MnO et plus pauvres en FeO et MgO.

Les chlorites syn- D_1 de la formation des Skhour sont généralement de type ripidolite. La variation de leur composition chimique, marquée par une tendance vers les termes magnésiens avec l'augmentation de la température, est contrôlée par la substitution de Fe^{2+} par Mg^{2+} . Sachant que

cette substitution est relativement limitée dans la formation de Jorf El Ahmar, on conclut que le métamorphisme prograde associé à la déformation D_1 est relativement plus intense dans le secteur central que dans le secteur oriental.

Ces différences de composition des grenats et des chlorites des deux secteurs soutiennent les résultats de l'analyse tectonique qui confirment que la position structurale de la formation de Jorf El Ahmar avant l'extension crustale était relativement élevée par rapport à celle du secteur central.

Le pli F_1 couché de la formation des Skhour a été engendré sous des conditions P-T de $460 \pm 30^\circ\text{C}$ à 7.1 ± 0.05 Kbars dans la zone à grenat, et de $520 \pm 14^\circ\text{C}$ à 8.35 ± 0.01 Kbars dans la zone à staurotide. Ces conditions ont été établies sous un gradient thermique de 18°C/Km qui situe l'évolution métamorphique barrovienne syn- D_1 du côté des pressions relativement élevées.

Les conditions citées ci-dessus ont été quantifiées par combinaison d'un certain nombre de méthodes géothermobarométriques qui ont été appliquées aux lithologies métapélitiques et aux roches calco-silicatées.

Durant le stade $M_{1,1}$, certaines lithologies de la formation des Skhour ont enregistré quelques caractéristiques pétrographiques et chimiques relativement complexes et peu communes:

- Les metabasites de la zone à biotite se caractérisent par l'apparition précoce de la hornblende. L'occurrence de cette amphibole à basse température est rapportée à des pressions relativement élevées, qui sont conformes aux estimations géothermobarométriques réalisées dans la séquence barrovienne.

- Les métadiabases conservent encore quelques reliques d'actinote qui maintiennent des relations texturales complexes avec la hornblende. L'intégration des caractéristiques texturales et minéralochimiques écartent la possibilité d'un "gap" de miscibilité entre ces deux phases. Les relations texturales de ces deux amphiboles calciques sont le résultat d'une réaction incomplète dans laquelle l'actinote, correspondant à une phase relique de basse température, s'est transformée partiellement en hornblende lors de l'incrément de l'intensité du métamorphisme.

- Les grenats des roches calco-silicatées sont de type almandin. Leurs profils chimiques en

CaO reflètent des gradients de composition de type normal dans les faciès centraux et de type inverse dans les faciès marginaux. Cette dernière zonation en composant grossulaire a été contrôlée par la consommation de la clinozoïsite dans les réactions à grenat. L'absence de la clinozoïsite dans la matrice des faciès marginaux explique également les teneurs relativement élevées en anorthite des plagioclases.

Le stade $M_{1,2}$ s'identifie également comme un stade compressif, engendré par les épisodes relativement précoces de la deuxième phase tectonique.

Dans le secteur central, les stades compressifs pré à syn- D_2 ont donné lieu à une allochtonie qui s'est traduite par la mise en place de la formation des Skhour sur les matériaux dévoniens autochtones. Les critères de cisaillement selon les Le, fournis par les matériaux pélitiques à semi-pélitiques de la Z.C.K.M. et de la bande de déformation syn-schisteuse située dans la partie basale de l'allochtone, indiquent un déplacement de la formation des Skhour du SE vers le NW.

Le secteur oriental est également engagé dans des mouvements chevauchants sur le domaine central par l'intermédiaire d'un faisceau de cisaillements ductiles, en l'occurrence la Z.C.O.Z. et le cisaillement d'El Broumi. Dans ces dernières zones, les cisaillements selon les Le indiquent un déplacement du bloc oriental du SE vers le NW.

Les répercussions du régime tectonique compressif sur la structure thermique régionale se sont traduites par l'individualisation d'une séquence métamorphique prograde de moyenne P/T qui se caractérise par des assemblages métamorphiques similaires à ceux du stade $M_{1,1}$. Le chimisme différent de certaines phases minéralogiques appartenant aux secteurs central et oriental soutient de nouveau, bien que de manière qualitative, l'évolution métamorphique prograde à caractère différentiel, qui est relativement plus intense dans le premier secteur:

-Les gradients de composition chimique en FeO, MgO, MnO et CaO enregistrés par les grenats almandins des lithologies pélitiques de la formation des Skhour et des Rehamna orientaux suggèrent une croissance en contexte métamorphique prograde. Les teneurs de ces minéraux en pyrope et en almandin augmentent avec l'incrément de l'intensité du métamorphisme, alors que leurs teneurs en spessartine et en grossulaire évoluent dans le sens

inverse. Les grenats de la formation des Skhour présentent une composition chimique qui est relativement plus riche en FeO et MgO et plus pauvres en MnO et CaO que celle des grenats des Rehamna orientaux.

-Le chimisme des micas blancs potassiques des deux secteurs est fortement dépendant de la variation de la température. Les teneurs en paragonite augmentent parallèlement à l'incrément de l'intensité du métamorphisme, alors que le composant céladonitique emprunte l'évolution inverse. Cette variation chimique, qui est principalement contrôlée par la substitution phéngitique et la variation du rapport atomique $Na/(Na + K)$, est relativement plus marquée dans le secteur central que dans le secteur oriental.

Les faciès centraux des metabasites de Lalla Tittaf (Rehamna orientaux) sont parfois épargnés de la composante de cisaillement; ils préservent encore quelques textures diabasiques et se caractérisent par la coexistence, à l'échelle du même grain, de l'actinote avec l'hornblende. Les caractéristiques chimiques de ces deux amphiboles calciques indiquent l'existence d'un "gap" de composition. Sur la base de critères texturaux, minéralochimiques et géothermobarométriques, les relations maintenues par ces deux amphiboles sont interprétées en terme d'un zoning textural dans lequel l'actinote appartient à un événement métamorphique de basse température.

Les amphiboles des metabasites orientales s'identifient comme des actinotes, des hornblendes actinotiques, des magnésio-hornblendes, des hornblendes tschérmakitiques et des tschérmakites. L'étude des processus de substitution montre que la variation de composition de celles-ci, qui a été probablement contrôlée par la composition chimique du protolite, est régie par les substitutions tschérmakitiques, ferritschérmakitiques, Ti-tschérmakitiques et riebeckitiques.

Les grenats almandins des metabasites sont relativement plus riches en grossulaire que ceux des métapélites. La zonation chimique qu'ils préservent révèle une croissance continue sous des conditions métamorphiques progrades. Leurs gradients de composition parfois inverses en CaO ont été contrôlés par la consommation relativement tardive des clinozoïsites lors de la croissance des bords des grenats.

Les conditions P-T des stades compressifs de la deuxième phase tectonique dans la formation des Skhour sont de $492 \pm 5^\circ\text{C}$ à 8.15 ± 0.01 kbars dans la zone à grenat et $560 \pm 6^\circ\text{C}$ à 8.65 ± 0.03 kbars dans la zone à staurotide, alors que celles quantifiées dans les formations dévoniennes et

viséennes du secteur oriental sont de $420^{\circ}\text{C} \pm 10$ à 3.8 ± 0.9 Kbars dans la zone à biotite, $448 \pm 7.8^{\circ}\text{C}$ à 5.52 ± 0.07 Kbars dans la zone à grenat et $532 \pm 28^{\circ}\text{C}$ à 7 ± 0.05 Kbars dans la zone à staurotide.

L'épaississement crustal pré à syn- D_2 a conditionné des gradients thermiques de $18^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ dans la formation des Skhour, et de $25^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ dans les formations dévoniennes et viséennes des Rehamna orientaux. Ces gradients définissent un régime barique de moyenne P/T qui s'est établi sous des pressions relativement plus intenses dans la première formation.

Le stade $M_{1,3}$ coïncide avec le paroxysme thermique régional établi lors des stades relativement précoces de la tectonique extensive tardi- D_2 . Celle-ci a donné lieu à des structures discrètes, orientées parallèlement à l'axe de la chaîne et aux structures compressives antérieures.

La tectonique extensive a contrôlé la mise en place finale de la formation des Skhour sur les matériaux dévoniens autochtones, et des Rehamna orientaux sur les Rehamna centraux par l'intermédiaire de la réactivation probable des cisaillements compressifs en failles normales ductiles qui correspondent à des niveaux de détachement (Z.C.K.M., cisaillement occidental de la Z.C.O.Z. et cisaillement d'El Broumi). Ces zones de cisaillement ont engendré des fabriques planaires et linéaires pénétratives qui ont presque complètement oblitéré les structures compressives. Les critères de cisaillement selon les fabriques linéaires soutiennent l'inversion cinématique associée à la réactivation des cisaillements compressifs en failles normales. Ces critères indiquent un effondrement de la chaîne dirigé du SW vers le NE (cas de la Z.C.K.M. et de la Z.C.O.Z.) et du NW vers le SE (cas du cisaillement d'El Broumi). La flèche du déplacement est cependant modérée à ce stade de l'extension crustale comme en attestent, d'une part, l'absence de contrastes thermiques accusés entre les différentes formations tectonostratigraphiques, et d'autre part, le développement d'associations minéralogiques globalement similaires à celles de l'évolution métamorphique antérieure. Dans la formation des Skhour, les conditions P-T (de $495 \pm 10^{\circ}\text{C}$ et 7.9 ± 0.03 Kbars) calculées par un grenat associé aux stades extensifs tardi- D_2 montrent effectivement le caractère légèrement prograde du stade $M_{1,3}$ par rapport au stade $M_{1,2}$. Les conditions P-T du pic thermique régional sont donc globalement proches de celles du stade $M_{1,2}$.

Sachant que les assemblages métamorphiques utilisés dans les estimations géothermobarométriques ne montrent pas d'évidences d'une évolution métamorphique sous des pressions plus

élevées que celles estimées, on conclut que le pic thermique est probablement proche du pic barique.

Le deuxième épisode tectonothermal (M_2) comprend deux stades: un stade $M_{1,4}$ et un autre $M_{1,5}$ qui sont tous les deux associés au refroidissement du bâti orogénique.

Le stade $M_{1,4}$ a contrôlé la majeure partie de l'amincissement crustal de la chaîne lors des stades relativement tardifs de la tectonique extensive. L'absence de paragenèses à sillimanite dans la région étudiée plaide en faveur d'un refroidissement décompressif qui a affecté simultanément tous les secteurs du massif.

Le refroidissement initial antérieur aux cristallisations des assemblages métamorphiques de basse pression (andalousite et cordierite) a été accompagné de légères variations de températures qui ont globalement résulté en l'apparition d'assemblages minéralogiques similaires à ceux des événements métamorphique antérieurs.

Au cours du stade $M_{1,4}$, les déplacements relatifs entre les différents secteurs du massif sont discrets et de grande ampleur. Ils ont donné lieu à une forte condensation des isogrades et à une décompression intense (roches de la zone à staurotide) initiée à partir d'une profondeur de 24 Km approximativement jusqu'à des profondeurs relativement superficielles où il y'a apparition d'assemblages minéralogiques de basse pression (assemblages à andalousite et à cordierite), associés à la mise en place des granitoïdes syn à tardi-tectoniques.

Le stade $M_{1,5}$ coïncide avec le soulèvement du bâti orogénique par la troisième phase de plissement hercynien. L'ensemble des structures compressives et extensives ont été reprises par cette phase qui a engendré un anticlinal coaxial aux plis F_1 , droit à légèrement déversé au NW dans le secteur central, et un synclinal subvertical et légèrement déversé au SW dans le secteur oriental. Ce plissement est associé à un métamorphisme de basse pression dont l'évolution thermique s'achève dans la partie supérieure du faciès des schistes verts.

En conclusions finales, l'évolution métamorphique barrovienne du secteur, déduite des trajectoires P-T-t empruntées par les épisodes tectonométamorphiques M_1 et M_2 , est typique d'une

viséennes du secteur oriental sont de $420^{\circ}\text{C} \pm 10$ à 3.8 ± 0.9 Kbars dans la zone à biotite, $448 \pm 7.8^{\circ}\text{C}$ à 5.52 ± 0.07 Kbars dans la zone à grenat et $532 \pm 28^{\circ}\text{C}$ à 7 ± 0.05 Kbars dans la zone à staurotide.

L'épaississement crustal pré à syn- D_2 a conditionné des gradients thermiques de $18^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ dans la formation des Skhour, et de $25^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ dans les formations dévoniennes et viséennes des Rehamna orientaux. Ces gradients définissent un régime barique de moyenne P/T qui s'est établi sous des pressions relativement plus intenses dans la première formation.

Le stade $M_{1,3}$ coïncide avec le paroxysme thermique régional établi lors des stades relativement précoces de la tectonique extensive tardi- D_2 . Celle-ci a donné lieu à des structures discrètes, orientées parallèlement à l'axe de la chaîne et aux structures compressives antérieures.

La tectonique extensive a contrôlé la mise en place finale de la formation des Skhour sur les matériaux dévoniens autochtones, et des Rehamna orientaux sur les Rehamna centraux par l'intermédiaire de la réactivation probable des cisaillements compressifs en failles normales ductiles qui correspondent à des niveaux de détachement (Z.C.K.M., cisaillement occidental de la Z.C.O.Z. et cisaillement d'El Broumi). Ces zones de cisaillement ont engendré des fabriques planaires et linéaires pénétratives qui ont presque complètement oblitéré les structures compressives. Les critères de cisaillement selon les fabriques linéaires soutiennent l'inversion cinématique associée à la réactivation des cisaillements compressifs en failles normales. Ces critères indiquent un effondrement de la chaîne dirigé du SW vers le NE (cas de la Z.C.K.M. et de la Z.C.O.Z.) et du NW vers le SE (cas du cisaillement d'El Broumi). La flèche du déplacement est cependant modérée à ce stade de l'extension crustale comme en attestent, d'une part, l'absence de contrastes thermiques accusés entre les différentes formations tectonostratigraphiques, et d'autre part, le développement d'associations minéralogiques globalement similaires à celles de l'évolution métamorphique antérieure. Dans la formation des Skhour, les conditions P-T (de $495 \pm 10^{\circ}\text{C}$ et 7.9 ± 0.03 Kbars) calculées par un grenat associé aux stades extensifs tardi- D_2 montrent effectivement le caractère légèrement prograde du stade $M_{1,3}$ par rapport au stade $M_{1,2}$. Les conditions P-T du pic thermique régional sont donc globalement proches de celles du stade $M_{1,2}$.

Sachant que les assemblages métamorphiques utilisés dans les estimations géothermobarométriques ne montrent pas d'évidences d'une évolution métamorphique sous des pressions plus

élevées que celles estimées, on conclut que le pic thermique est probablement proche du pic barique.

Le deuxième épisode tectonothermal (M_2) comprend deux stades: un stade $M_{1,4}$ et un autre $M_{1,5}$ qui sont tous les deux associés au refroidissement du bâti orogénique.

Le stade $M_{1,4}$ a contrôlé la majeure partie de l'amincissement crustal de la chaîne lors des stades relativement tardifs de la tectonique extensive. L'absence de paragénèses à sillimanite dans la région étudiée plaide en faveur d'un refroidissement décompressif qui a affecté simultanément tous les secteurs du massif.

Le refroidissement initial antérieur aux cristallisations des assemblages métamorphiques de basse pression (andalousite et cordierite) a été accompagné de légères variations de températures qui ont globalement résulté en l'apparition d'assemblages minéralogiques similaires à ceux des événements métamorphique antérieurs.

Au cours du stade $M_{1,4}$, les déplacements relatifs entre les différents secteurs du massif sont discrets et de grande ampleur. Ils ont donné lieu à une forte condensation des isogrades et à une décompression intense (roches de la zone à staurotide) initiée à partir d'une profondeur de 24 Km approximativement jusqu'à des profondeurs relativement superficielles où il y'a apparition d'assemblages minéralogiques de basse pression (assemblages à andalousite et à cordierite), associés à la mise en place des granitoïdes syn à tardi-tectoniques.

Le stade $M_{1,5}$ coïncide avec le soulèvement du bâti orogénique par la troisième phase de plissement hercynien. L'ensemble des structures compressives et extensives ont été reprises par cette phase qui a engendré un anticlinal coaxial aux plis F_1 , droit à légèrement déversé au NW dans le secteur central, et un synclinal subvertical et légèrement déversé au SW dans le secteur oriental. Ce plissement est associé à un métamorphisme de basse pression dont l'évolution thermique s'achève dans la partie supérieure du faciès des schistes verts.

En conclusions finales, l'évolution métamorphique barrovienne du secteur, déduite des trajectoires P-T-t empruntées par les épisodes tectonométamorphiques M_1 et M_2 , est typique d'une

portion de croûte moyenne d'une chaîne de collision qui a subi un épaissement crustal de type homogène (England et Thompson, 1984), auquel est surimposé un fort amincissement conditionné par un régime tectonique extensif. A la fin de son évolution tectonothermale à basse pression, cette portion de croûte est soumise à l'action relativement limitée du soulèvement combiné à l'érosion.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AARAB, E.M (1984). Mise en évidence du caractère cogénétique des roches basiques et acides de la série volcanosédimentaire de Sarhlef (Jbilet, Maroc hercynien). *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Nancy I.*
- AARAB, A, E.M. et BEAUCHAMP, J. (1987). Le magmatisme carbonifère préorogénique des Jbilet centrales (Maroc). Précisions pétrographiques et sédimentaires. Implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, t.304, série II, n°4, 169-174.*
- AIT AYYAD, N. (1987). Modalités de mise en place du granite hercynien d'Azegour (Haut Atlas occidental, Maroc). *Thèse 3^{ème} cycle, Marrakech.*
- AIT OMAR, S. (1986). Modalités de mise en place d'un pluton granitique et ses relations avec la déformation régionale: l'exemple du granite hercynien d'Oulmes (Maroc central). *Thèse 3^{ème} cycle, Rennes I.*
- AIT TAHAR, M. (1987). Géométrie et cinématique de la déformation post-viséenne autour des gabbros des Jbilet: l'exemple des gabbros de Kettara et de Jbel El Hercha. Massif hercynien des Jbilet (Maroc). *Thèse 3^{ème} cycle, Marrakech.*
- ALBEE, A.L. (1965). A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists. *Am. J. Sci*, 263, 512-536.
- ALBEE, A.L. (1972). Metamorphism of pelitic schists; reaction relations of chloritoid and staurolite. *Geol. Soc. Am. Bull*, 83, 3249-3268.
- ALLARY, A; ANDRIEUX, J; LAVENU, A. et RIBEYROLLES, M. (1972). Les nappes hercyniennes de la méséta sud-orientale (Maroc central). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, 2284-2287.
- ALLARY, A; LAVENU, A. et RIBEYROLLES, M. (1976). La chaîne hercynienne du Maroc central Sud-Est. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 261, 170p.
- ALLEN, J.M. et GOLDIE, G. (1978). Coexisting amphiboles from the Noranda area, Québec: extension of the actinolite-hornblende miscibility gap to iron-rich bulk compositions. *Am. Mineral.*, 63, 205-209.
- ANDRE, J.P; BOISSIN, J.P, CORSINI, M. et RENARD, J.P. (1987). Sur le Cambrien de la région de Casablanca (Maroc): la série de Dar Bou Azza. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 3, 1161-1170.
- ARAI, S et HIRAI, H. (1985). Compositional variation of calcic amphiboles in Mineoka metabasites, central Japan, and its bearing on the actinolite-hornblende miscibility relationship. *Lithos*, 18, 187-199.
- BAILEY, S.W. (1984). Micas. Reviews in mineralogy., *Mineral. Soc. America, vol.13, Washington, D.C*, 584p.
- BANDET, Y.; GONORD, H.; CAILLEUX, Y.; DELOCHE, C. et ZOUINE, E. (1990). Age K-Ar

- triasique des vulcanites de Beni Abid (bassin dévono-dinantien de Sidi Bettache, méséta marocaine nord-occidentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.310, série II, 1665-1671.
- BARD, J.P. (1970). Composition of hornblende formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracena metamorphic belt (SW Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 28, 117-134.
- BARTHOUX, J. (1924). Les massifs du Djilet et des Rehamna (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.179, 504-506.
- BEAUCHAMP, J. (1984). Le Carbonifère inférieur des Jbilet et de l'Atlas de Marrakech (Maroc): migration et comblement d'un bassin marin. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XXVI, n°6, 1025-1032.
- BEGIN, N.J. (1992). Contrasting mineral isograd of the Cap Smith Belt, northern Québec, Canada: three new bathograds for mafic rocks. *J. Metamorphic Geol.*, 10, 685-704.
- BEGIN, N.J. et CARMICHAEL, D.M. (1992). Textural and compositional relationships of calcic amphiboles in metabasites of the Cap Smith Belt, northern Québec: implications for a miscibility gap at medium pressure. *J. Petrol.*, 33, 6, 1317-1343.
- BELL, T.H. (1981). Foliation development: the contribution, geometry and significance of progressive bulk inhomogeneous shortening. *Tectonophysics*, 75, 273-296.
- BELL, T.H. (1985). Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical re-interpretation. *J. Metamorphic Geol.*, 3, 109-118.
- BELL, T.H. (1986). Foliation development and refraction in metamorphic rocks: reactivation of earlier foliations and decrenulation due to shifting patterns of deformation partitioning. *J. Metamorphic Geol.*, 4, 421-444.
- BELL, T.H. et CUFF, C. (1989). Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism. *J. Metamorphic Geol.*, 7, 425-448.
- BELL, T.H.; DUNCAN, A.C. et SIMMONS, J.V. (1989). Deformation partitioning, shear zone development and the role of undeformable objects. *Tectonophysics*, 158, 163-171.
- BELL, T.H.; FLEMING, P.D. et RUBENACH, M.J. (1986). Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. *J. Metamorphic Geol.*, 4, 37-67.
- BELL, T.H. et JOHNSON, S.E. (1989). Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis. *J. Metamorphic Geol.*, 37-67.
- BELL, TH. et JOHNSON, S.E. (1992). Shear sense: a new approach that resolves conflicts between criteria in metamorphic rocks. *J. Metamorphic Geol.*, 10, 99-124.

- BELL, T.H; JOHNSON, S.E.; DAVIS, B.; FORDE, A. et WILKINS, C. (1992). Porphyroblast inclusion-trail orientation data: eppure non son girate. *J. Metamorphic. Geol.*, 10, 295-307.
- BELL, T.H. et RUBENACH, M.J. (1980). Crenulation cleavage development-evidence of progressive bulk inhomogeneous shortening from "millipede" microstructures in the Robertson River Metamorphics. *Tectonophysics*, 92, 171-194.
- BELL, T.H. et RUBENACH, M.J. (1983). Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics*, 92, 171-194.
- BERNARDIN, C. (1987). Interprétation gravimétrique de la méséta marocaine; structure profonde des boutonnières hercyniennes du bassin côtier ouest-marocain. *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, série B*, 29, 1-162.
- BERNARDIN, C.; CORNEE, J.J.; CORSINI, M.; MAYOL, S.; MULLER, J. et TAYEBI, M. (1988). Variations d'épaisseur du Cambrien moyen en méséta marocaine occidentale: signification géodynamique des données de surface et de subsurface. *Can. J. Earth. Sci.*, 25, 2104-2117.
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P. et JEGOUZO, P. (1979). Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Structural. Geol.*, 1, 1, 31-42.
- BLUNDY, J.D. et HOLLAND, T.J.B. (1990). Calcic amphiboles equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.
- BOHLEN, S.R. et LIOTTA, J.L. (1986). A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *J. Petrol.*, 27, 5, 1025-1034.
- BORDONARO, M.; GAILLET, J.L et MICHARD, A. (1979). Le géosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jbilet (Maroc). *C. R. Acad. Sci. France*, 288, 1371-1374.
- BUICK, I.S. et HOLLAND, T.J.B. (1989). The P-T-t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. In: *Daly, J.S. Cliff, R.A. et Yardley, B.W.D. (Edit.), Evolution of Metamorphic Belts, Geol. Soc., Spc. Publs.*, 43, 365-369.
- BOUYBAOUENE, M.L. (1984). Le métamorphisme de contact du granite des Rehamna (région de Tenatanna-ferme Prioux). *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat*.
- BRADY, J.B. (1974). Coexisting actinolite and hornblende from West-Central New Hampshire. *Am. Mineral.*, 59, 529-535.
- BROWN, E.H. (1975). A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the greenschist facies. *J. Petrol.*, 16, 2, 258-271.
- BROWN, E.H. (1977). The crossite content of calcic amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.*, 18, 53-72.

- CABALLERO, J.M. (1993). Las episienitas de la sierra de Guadarrama: un caso singular de alteración hidrotermal de edad post-hercínica. Thèse doctorale, Univ. Complutense de Madrid.
- CASSIDY, K.F. et GROVES, D.I. (1988). Mangonoan ilmenite formed during regional metamorphism of Archean mafic and ultramafic rocks from Western Australia. *Can. Mineral.*, 26, 999-1012.
- CHEMSSEDOHA, A. (1986). Cisaillement ductil et granites syntectoniques dans les Jbilet centrales: l'exemple du pluton hercynien (massif des Jbilet, méséta sud-marocaine). *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Rennes I.*
- CHOPIN, C. (1979). De la Vanoise au Grand Paradis: une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris VI.*
- CHOUBERT, G. et MARÇAIS, J. (1952). Aperçu structural. In: *Géologie du Maroc, Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 100, 9-73.
- CHOUKROUNE, P. (1971). Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grace aux cristallisations syncinématiques dans les zones abritées (pressure shadows). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XIII, 3, 257-271.
- CHOUKROUNE, P. et LAGARDE, J.L. (1977). Plans de schistosité et déformation rotationnelle: l'exemple des gneiss de Champtoceaux (Massif Armorican). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284, 2331-2334.
- CLAUER, N.; JEANNETTE, D. et TISSERANT, D. (1980). Datation isotopique des cristallisations successives du socle cristallin et cristallophyllien de la Haute Moulouya (Maroc hercynien). *Geol. Rundsch.*, 69, 63-83.
- COBBOLD, P.; GAPAIS, D.; MEANS, W.S. et TREAGUS, S.H. (1987). Shear criteria in rocks. *J. Structural. Geol., Oxford, Spc. Publs.*, 9, 149p.
- CONEY, P.J. (1984). The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: *Coward, M.P.; Dewey, J.E. et Hancock, P.C. (Edit.), Continental Extensional Tectonics, Geol. Soc. London, Spec. Publs.*, 28, 177-186.
- COOPER, A.F. et LOVERING, J.F. (1970). Greenschist amphiboles from Haast River New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 27, 11-24.
- CORNEE, J.J. (1982). Etude lithostratigraphique et tectonométamorphique des Rehamna sud-orientaux, plissement et nappes; contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en méséta marocaine. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. St. Jérôme, Marseille.*
- CORNEE, J.J.; COSTAGLIA, C.; LEGLISE, M.; WILLEFERT, S. et DESTOMBES, J. (1985). Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Ouled Abbou (méséta marocaine occidentale). Manifestations volcaniques au Silurien. *Annales Soc.*

Géol. du Nord, 104, 141-146.

- CORNEE, J.J.; TAYEBI, M. et HAVLICEK, V. (1987). Découverte de *Saccogonum* cf. *Saccatum*, brachiopode du Cambrien (supérieur?), dans le Haut Atlas occidental (Maroc). Conséquences stratigraphiques et structurales. *Geobios*, 20, 517-527.
- CORSINI, M.; MULLER, J.; CORNEE, J.J. et DIOT, H. (1988). Découverte de la série basale du Cambrien et de son substratum anté Cambrien probable dans les Rehamna centraux (méséta marocaine): implications sur la paléogéographie du Paléozoïque inférieur. *C. R. Acad. Sci. Paris, série III*, 306, 63-68.
- CRAWFORD, M.L. (1974). Calcium zoning in almandine: a model based on plagioclase equilibria. In: McKenzie, W.S et Zussman, J. (Edit.), *The Feldspars*, 629-644.
- CRAWFORD, M.L. (1977). Calcium zoning in almandine, Wissahickson Formation, Philadelphia, Pennsylvania. *Can. Mineral.*, 15, 243-249.
- CYGAN, R. et LASAGA, A.C. (1982). Crystal growth and the formation of chemical zoning in garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 187-200.
- DAVIS, G.H. (1980). Structural characteristics of metamorphic complexes. In: Crittenden, M.D.Jr.; Coney, P.J. et Davis, G.H. (Edit.), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, *J. Geol. Soc. Am.*, 153, 79-129.
- De BETHUME, P.; LADURON, D. et BOCQUET, J. (1975). Diffusion processes in resorbed garnets. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 197-204.
- DEER, A.W.; HOWIE, R.A. et ZUSSMAN, J. (1992). Staurolite. In: Deer, A.W.; Howie, R.A. et Zussman, J. (Edit.), *An Introduction to the Rocks Forming Minerals*, 67-72.
- DEER, A.W.; HOWIE, R.A. et ZUSSMAN, J. (1975). Plagioclase. In: Deer, A.W.; Howie, R.A. et Zussman, J. (Edit.), *An Introduction to the Rocks Forming Minerals*, 324-325.
- DELPINE, G. et YOVANOVITCH, B. (1938). Sur la présence de grès du Famennien et de calcaires coralligènes du Dévonien moyen à Mechra-ben-Abbou (Maroc occidental). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.206, 119.
- DEMPSTER, T.J. (1985). Garnet zoning and metamorphism of the Barrovian Type area, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 30-38.
- DESTOMBES, J. et FEIST, R. (1987). Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti-Atlas central, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 719-724.
- DESTOMBES, J.; GUEZOU, J.C.; HOEPPFNER, C.; JENNY, P.; PIQUE, A. et MICHARD, A. (1982). Le primaire du massif des Rehamna s.str.; problèmes de stratigraphie des séries métamorphiques. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 303, 35-70.

- EL KAMEL, F.; MULLER, J. et SOUGY, J. (1985). Dispositif sédimentaire et évolution tectonique hercynienne du Paléozoïque de Mechra ben Abbou, Rehamna (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.301, série II, 19, 1361-1364.
- ELMAHI, B. (1991). Evolution tectonométamorphique des Rehamna centraux. Exemple d'interaction entre métamorphisme et mise en place des leucogranites dans une zone de cisaillement intralithosphérique: la zone de cisaillement de la méséta occidentale (Z.C.M.O.). *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat*.
- ENGLAND, P.C. et RICHARDSON, S.W. (1977). The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London*, 134, 201-214.
- ENGLAND, P.C. et THOMPSON, A.B. (1984). Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25, 894-928.
- ERNST, W.G. (1983). Mineral parageneses in metamorphic rocks exposed along Tailuko Gorge, Central Mountain Range, Taiwan. *J. Metamorphic Geol.*, 1, 305-329.
- ESCUDE VIRUETE, J.E.; ARENAS, R. et MARTINEZ CATALAN, J.R. (1994). Tectonothermal evolution associated with variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, (sous presse).
- ESSAIFI, A. (1989). Schémas de déformation finie autour des corps acides des Jbilet centrales: l'exemple de Kt Hamra. Implications sur le contexte géodynamique de mise en place. *C.E.U.S., Marrakech*.
- EUGSTER, H.P.; ALBEE, A.L.; BENCE, A.E.; THOMPSON, J.B. et WALDBAUM, D.R. (1972). The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. *J. Petrol.*, 13, 147-179.
- FAURE, M. et BONNEAU, M. (1988). Données nouvelles sur l'extension néogène de l'Egée: la déformation du granite de Mykonos (Cyclades, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II, 1553-1559.
- FERRY, J.M. et SPEAR, F.S. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- FROST, B.R. (1991). Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. In: *Lindsley, D.H. (Edit.), Reviews in Mineralogy*, 25, *Oxide Minerals*, 469-487.
- GANGULY, J. (1968). Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the système $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-O}_2$. *Am. J. Sci.*, 266, 277-298.
- GANGULY, J. et SAXENA, S.K. (1984). Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *Am. Mineral.*, 69, 88-97.

- GASQUET, D.; LETERIER, J.; MRINI, Z. et VIDAL, P. (1988). Caractérisation isotopique du massif du Tichka (Haut Atlas, Maroc). *R.S.T., Lille*, 61.
- GENTIL, L. (1918). Notice sur les titres et travaux scientifiques de L. Gentil. *Larose (Edit.), Paris*, 132p.
- GHENT, E.D. (1988). A review of chemical zoning in eclogite garnets. In: *Smith, D.C. (Edit.), Eclogite and Eclogite-Facies Rocks, Development in Petrology*, 12, 207-235.
- GHENT, E.D.; STOUT, M.Z.; BLACK, P.M. et BROTHERS, R.N. (1987). Chloritoid-bearing rocks associated with bleuschiefs and eclogites, northern New Caledonia. *J. Metamorphic Geol.*, 5, 239-254.
- GIGOUT, M. (1951). Etudes géologiques sur la méséta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Trav. Inst. Cherif., Rabat*, 3, et *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 86, 507p.
- GIGOUT, M. (1952). La terminaison orientale du massif ancien des Rehamna. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 6, 95, 33.
- GIGOUT, M. (1955). Recherches géologiques à Mechra-ben-Abbou. *Trav. Inst. Sci. Cherif. et Serv. Géol. Géogr. Phy.*, 3, 67p.
- GIGOUT, M. (1956). Les conglomérats métamorphiques des Rehamna. *Trav. Inst. Cherif. et Serv. Géol. Géogr. Phy.*, 4, 149p.
- GRAHAM, C.M. (1974). Metabasite amphiboles of the Scottish Dalradian. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, 165-185.
- GRAHAM, C.M. et POWELL, R. (1984). A garnet-hornblende geothermometer; calibration, testing and application to the Pelona Schist, southern California. *J. Metamorphic Geol.*, 2, 13-31.
- GRAHAM, M.C. et NAVROTSKY, A. (1986). Thermochemistry of the tremolite-edenite amphiboles using fluorine analogues, and applications to amphibole-plagioclase-quartz equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 18-32.
- GRAPES, R.H. (1975). Actinolite-hornblende pairs in metamorphosed gabbros, Hidaka Mountains, Hokkaido. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 49, 125-140.
- GRAPES, R.H. et GRAHAM, C.M. (1978). The actinolite-hornblende series in metabasites and the so-called miscibility: a review. *Lithos*, 11, 85-97.
- GREEN, T.H. et HELLMAN, P.L. (1982). Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15, 253-266.
- GREEN, N.L. et UDANSKY, S.I. (1986). Toward a practical plagioclase-muscovite thermometer.

Am. Mineral., 71, 1109-1117.

GUEZOU, J.C. (1975). Lithostratigraphie et évolution du style tectonique dans les Rehamna occidentaux. *Rapport de mission, Strasbourg, 13p (Inédit)*.

GUEZOU, J.C. et MICHARD, A. (1976). Note sur la structure du môle mésétien dans l'Ouest des Rehamna (Maroc hercynien). *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 29, 3, 171-182.

GUIDOTTI, C.V. (1970). The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc area, Maine. *J. Petrol.*, 11, 277-336.

GUIDOTTI, C.V. (1973). Compositional variation of muscovite as a fonction of metamorphic grade and assemblage in metaplates from N.W. Maine. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 33-42.

GUIDOTTI, C.V. (1978). Compositional variation of muscovite in medium-to high-grade metaplates of northwestern Maine. *Am. Mineral.*, 63, 878-884.

GUIDOTTI, C.V. et SASSI, F.F. (1976). Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 127, 92-142.

HERREN, E. (1987). The Zaskar shear zone: Northeast-Southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, 15, 409-413.

HEY, M.H. (1954). A new review of the chorites. *Mineral. Mag.*, 30, 277-292.

HIETANEN, A. (1974). Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite, and plagioclase in metamorphic rocks, northern Sierra Nevada, California. *Am. Mineral.*, 59, 22-40.

HOEPPFNER, C. (1974). Contribution à la géologie structurale des Rehamna (méséta marocaine méridionale); le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Est du massif. *Thèse 3^{ème} cycle, Strasbourg*.

HOEPPFNER, C. (1978). Le massif paléozoïque de Tazzeka (Maroc): analyse des déformations liées à un linéament tectonique. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 31, 33-44.

HOEPPFNER, C. (1982). Le magmatisme pré et postorogénique hercynien dans le Paléozoïque des Rehamna. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 303, 150-163.

HOEPPFNER, C. (1987). La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. *thèse de doctorat ès-sciences, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*.

HOEPPFNER, C.; JENNY, P.; MICHARD, A. et PIQUE, A. (1972). Nouvelles observations sur la stratigraphie du Paléozoïque dans les zones métamorphiques des Rehamna (méséta marocaine méridionale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275 D, 1737-1740.

HOEPPFNER, C.; JENNY, P. et PIQUE, A. (1975). La tectogénèse hercynienne dans le massif des Rehamna (Maroc). Ecaillages et coulissements synmétamorphiques en bordure du môle côtier

- mésétien. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 28, 3, 179-203.
- HOEPPFNER, C.; JENNY, A.; PIQUE, A. et MICHARD, A. (1982). Le métamorphisme hercynien dans le massif des Rehamna. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 303, 130-148.
- HODGES, K.V. et ROYDEN, L. (1984). Geologic thermobarometry of retrograde metamorphic rocks: an indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Scandinavian Caledonides. *J. Geophys. Res.*, 89, 7077-7090.
- HODGES, K.V. et SPEAR, F.S. (1982). Geothermobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt Moosilanke, New Hampshire. *Am. Mineral.*, 67, 1118-1134.
- HODGES, K.V.; WALKER, J.D. et WERNICKE, B.P. (1987). Footwall structural evolution of Tucki Mountain detachment system, Death Valley region, southeastern California. In: Coward, M.P.; Dewey, J.E et Hancock, P.L (Edit.), *Continental Extensional Tectonics*, Geol. Soc. London, Spec. Publs., 28, 393-408.
- HOINKES, G. (1986). Effect of grossular-content in garnet in the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. An empirical investigation on staurolite zone samples from the Austroalpine Schneeberg Complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 393-399.
- HOISH, T.D. (1989). A muscovite-biotite geothermometer. *Am. Mineral.*, 74, 565-572.
- HOLDAWAY, M.J. (1971). Stability of andalousite and the aluminium silicate phase diagrams. *Am. J. Sci.*, 271, 97-131.
- HOLDAWAY, M.J.; DUTROW, B.L. et HINTON, R.W. (1988). Devonian and Carboniferous metamorphism in West-Central Maine: the muscovite-almandine geobarometer and the staurolite problem revisited. *Am. Mineral.*, 73, 20-47.
- HOLDAWAY, M.J.; DUTROW, B.L. et SHORE, P. (1986). A model for the crystal chemistry of staurolite. *Am. Mineral.*, 71, 1142-1159.
- HOLDAWAY, M.J.; MUKHOPADHYAY, B.; DYAR, M.D.; DUTROW, B.L.; RUMBLE, D.III. et GRAMBLING, J.A. (1991). A new perspective on staurolite crystal chemistry: use of stoichiometric and chemical end-members for a mole fraction model. *Am. Mineral.*, 76, 1910-1919.
- HOLLARD, H. (1978). L'évolution hercynienne au Maroc. *Zeit Deutsch. Geol. Ges.*, 129, 495-512.
- HOLLISTER, L.S. (1966). Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154, 1647-1651.
- HOLLISTER, L.S. (1969). Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia: an end-member of the metamorphic process. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 2464-2494.
- HOSCHEK, G. (1967). Untersuchungen zum stabilitätsbereich von chloritoid und staurolith. *Contrib.*

Mineral. Petrol., 14, 123-162.

HOSCHEK, G. (1969). The stability of staurolite and choritoid and their significance in metamorphism in pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 22, 208-232.

HOUSEMAN, G. et ENGLAND, P. (1986). A dynamic model of lithosphere extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, 15, 409-413.

HUVELIN, P. (1977). Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jbilet (Maroc occidental). *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 232 bis, 308p.

HYNES, A. et FOREST, R.C. (1988). Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). *J. Metamorphic Geol.*, 6, 297-309.

JACKSON, J.A. (1987). Active continental deformation and regional metamorphism. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 321, 47-66.

JEANNETTE, D. et PIQUE, A. (1981). Le Maroc hercynien: plate-forme disloquée du craton ouest-africain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, 79-82.

JENNY, P. (1974). Contribution à la géologie structurale des Rehamna. Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans le centre du massif. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Strasbourg*.

JOHNSON, S.E. (1990). Lack of porphyroblast rotation in the Otago Schist, New Zealand: implications for crenulation cleavage development, folding and deformation partitioning. *J. Metamorphic Geol.*, 8, 13-30.

KHARBOUCH, F.; JUTEAU, T.; TREUIL, M.; JORON, J.L; PIQUE, A. et HOEPPFNER, C. (1985). Le volcanisme dinantien de la méséta marocaine nord-occidentale et orientale. Caractères pétrographique et géochimiques et implications géodynamiques. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 38, 2, 155-163.

KLEIN, C.J. (1969). Two amphibole assemblages in the system actinolite-hornblende-glaucophane. *Am. Mineral.*, 54, 212-237.

KNOWLES, C. (1987). A basic program to recast garnet end members. *Computer Geosci.*, 13, 6, 655-658.

KOHN, J. et SPEAR, F.S. (1989). Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *Am. Mineral.*, 74, 77-84.

KRETZ, R. (1973). Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. *Can. Mineral.*, 12, 1-20.

KROGH, E.J. et RÅHEIM, A. (1978). Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 75-80.

- LAGARDE, J.L. (1985). Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne postviséenne de la méséta marocaine. *Hercynica*, 1, 1, 29-37.
- LAGARDE, J.L. (1987). Les plutons granitiques hercyniens marqueurs de la déformation hercynienne crustale: l'exemple de la méséta marocaine. *Thèse doctorat d'état, Univ. Rennes*.
- LAGARDE, J.L.; AIT AYYAD, N.; AIT OMAR, S; CHEMSSDOHA, A et SAQUAQUE, A. (1989). Plutons granitiques tardi-carbonifères marqueurs de la déformation crustale. L'exemple de la méséta marocaine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 291-296.
- LAGARDE, J.L; AIT OMAR, S. et RODDAZ, B. (1990). Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *J. Structural Geol.*, 12, 7, 805-821.
- LAGARDE, J.L. et MICHARD, A. (1986). Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone. Rehamna Massif, Morocco. *J. Structural Geol.*, 8, 483-492.
- LAIRD, J. et ALBEE, L. (1981). Pressure, temperature, and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. J. Sci.*, 281, 127-175.
- LEAKE, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63, 1023-1952.
- Le CORRE, C et BOULETON, J. (1987). Un modèle de "structure en fleur" associant décrochement et convergence. Les Jbilet centro-occidentales (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 751-754.
- LISTER, G.; BANGA, G. et FEENSTRA, A. (1984). Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12, 221-225.
- LISTER, J.C. et SNOKE, A.W. (1984). S-C mylonites. *J. Structural Geol.*, 6, 617-638.
- LOOMIS, T.P. (1982). Numerical simulation of disequilibrium growth process of garnet in chlorite-bearing, aluminous pelitic rocks. *Can. Mineral.*, 20, 393-410.
- LOOMIS, T.P. et NIMICK, F.B. (1982). equilibrium in Mn-Fe-Mg aluminous pelitic compositions and the equilibrium growth of garnet. *Can. Mineral.*, 20, 393-410.
- MABKHOUT, F.; BONIN, B.; AIT AYYAD, N.; SIRNA, C. et LAGARDE, J.L. (1988). Les massifs granitiques du Permien marocain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.307, série II, 279-284.
- MALAVIEILLE, J. (1987). Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complexes of the northeastern Basin & Range. *J. Structural Geol.*, 6, 617-638.
- MALAVIEILLE, J.; ETCHECOPPAR, A. et BURG, J.P. (1982). Analyse de la géométrie des zones abritées: simulation et application à des exemples naturels. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.294, série

II, 279-284.

- MAROUYAMA, S.; SUZUKI, K et LIOU, J.G. (1983). Greenschist-amphibolite transition at low pressure. *J. Petrol.*, 24, 583-604.
- MASSONE, H.J. et SCHREYER, W. (1987). Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212-224.
- MATHER, J.D. (1970). The biotite isograd and the lower greenschist in the Dalradian Rocks of Scotland. *J. Petrol.*, 11 253-275.
- MATTAUER, M; PROUST, F. et TAPPONNIER, P. (1972). Major strike-slip fault of the hercynian age in Morocco. *Nature*, 237, 160-162.
- MICHARD, A. (1968a). La zone à staurotite et diaspase des Rehamna (Maroc hercynien): une échelle thermique tardi-tectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 266D, 1813-1816.
- MICHARD, A. (1968b). Une zone à staurotite et diaspase dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 266D, 1639-1642.
- MICHARD, A. (1969). Fractures profondes et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 7, 11, 89-91.
- MICHARD, A. (1976). Eléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 252, 408p.
- MICHARD, A. (1978). Brève description du segment calédonno-hercynien du Maroc. *Geol. Surv. Canada*, 78-13, 231-229.
- MICHARD, A. (1982). Le massif paléozoïque des Rehamna (Maroc). Stratigraphie, tectonique et pétrogénèse d'un segment de la chaîne varisque. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 303, 180p.
- MICHARD, A; CAILLEUX, Y et HOEPPFNER, C. (1983). The structure of the Moroccan Meseta Orogen. In: *Le Maroc et l'Orogénie Paléozoïque, the Caledonide Orogen, Rabat Symposium, Résumé du Serv. Géol. Maroc*, p.24.
- MICHARD, A.; HOEPPFNER, C. et JENNY, P. (1978). Le couloir de cisaillement calédonno-hercynien de la méséta occidentale sur la transversale de Mechra-ben-Abbou (Rehamna, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t,XX, 6, 889-894.
- MISCH, P. et RICE, J.M. (1975). Miscibility of tremolite and hornblende in progressive skagit metamorphic suite, North Cascades, Washington. *J. Petrol.*, 16, 1-21.
- MIYASHIRO, A. (1973). Metamorphism and metamorphic belts. *George Allen & Unwin Ltd, London*, 492p.
- MRINI, Z. (1985). Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb). *Thèse Univ. Clermont II*.

- MOODY, J.B.; MEYER, D. et JENKINS, J.E. (1983). Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *Am. J. Sci.*, 283, 48-92.
- NELTNER, L.(1932). Carte géologique provisoire de Mechra-ben-Abbou Est au 1:200.000. *Inédit, Arch. Sci. Géol, Maroc.*
- OBA, T. et YAGI, K. (1987). Phase relations on the actinolite-pargasite join. *J. Petrol.*, 28, 23-36.
- PERCHUK, L.L et LAVRENTEVA, I.V. (1983). Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. *In: Saxena, S.K. (Edit.), Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, 199-239.*
- PETIT, J.P. (1976). La zone de décrochement du Tizi n'Test et son fonctionnement depuis le Carbonifère. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Montpellier.*
- PICAGE, L.L et GREENWOOD, H.G. (1982), Internally consistent estimates of pressure and temperature; the staurolite problem. *Am. J. Sci.*, 282, 943-969.
- PIQUE, A. (1972). Contribution à la géologie structurale des Rehamna (méséta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Ouest du massif. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Strasbourg.*
- PIQUE, A. (1979). Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la méséta marocaine nord-occidentale. *Sci. Géol. Mém. Strasbourg*, 56, 243p.
- PIQUE, A. (1984). Faciès sédimentaire et évolution d'un bassin: le bassin dévono-dinantien de Sidi Bettache (Maroc nord-occidental). *Bull. Soc. Géol. France*, 26, 1015-1023.
- PIQUE, A. (1988). The variscan belt of Morocco. *Trabajos de geología, Univ. Oviedo*, 17, 145-153.
- PIQUE, A.; HOEPPFNER, C.; JENNY, J.; GUEZOU, J.C. et MICHARD, A. (1982). Tectonique du massif hercynien des Rehamna (Maroc). Evolution de la déformation dans les zones métamorphiques hercyniennes. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 303, 86-129.
- PIQUE, A. et KHARBOUCH, F. (1983). Distension intracontinentale et volcanisme associé. La méséta marocaine nord-occidentale au Dévono-Dinantien. *Bull. C. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, 377-387.
- PIQUE, A. et MICHARD, A. (1981). Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 34, 2, 135-146.
- PIQUE, A. et MICHARD, A. (1989). Moroccan hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Am. J. Sci.*, 289, 286-330.
- PLATT, J.P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. America. Bull.*, 97, 1037-1053.

- PLATT, J.P. (1987). The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. *In: Oxburgh, E.R., Yardley, B.W.D. et England, P.C. (Edit.), Tectonic Settings of Regional Metamorphism, Spec. Publs., Phil. Trans. R. Soc. London, A321, 87-103.*
- PLATT, J.P. (1993). Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and process. *Terra Nova, 5, 119-133.*
- PLYUSNINA, L.P. (1982). Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblage. *Contrib. Mineral. Petrol., 80, 140-146.*
- POWELL, D. et TREAGUS, J.E. (1967). On the geometry of S-shaped inclusions trails in garnet porphyroblasts. *Mineral. Mag., 36, 453-456.*
- POWELL, D. et TREAGUS, J.E. (1970). Rotational fabrics in metamorphic minerals. *Mineral. Mag., 37, 801-813.*
- POWNCEBY, M.I.; WALL, V.J. et O'NEILL, H.S.C. (1987). Fe-Mg partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. *Contrib. Mineral. Petrol., 97, 11-126.*
- POWNCEBY, M.I., WALL, V.J. et O'NEILL, H.S.C. (1991). An experimental study of the effect of Ca upon garnet-ilmenite Fe-Mn exchange equilibria. *Am. Mineral., 76, 1580-1588.*
- RAST, N. et STURT, B.A. (1957). Crystallographic and geological factors in the growth of garnet from Central Perthshire. *Nature, 179, 215.*
- REINHARDT, J. et RUBENACH, M.J. (1989). Temperature-time relationships across metamorphic zones: evidence from porphyroblast-matrix relationships in progressively deformed metapelites. *Tectonophysics, 158, 141-161.*
- RICKWOOD, P.C. (1968). On recasting analyses of garnet into end-member molecules. *Contrib. Mineral. Petrol., 18, 175-198.*
- RIDLEY, J. (1989). Vertical movement in orogenic belts and the timing of metamorphism relative to deformation. *In: Daly, J.S.; Cliff, R.A. et Yardley, B.W.D. (Edit.), Evolution of Metamorphic Belts, Geol. Soc., Spec. Publs., 43, 103-115.*
- ROBINSON, P.; SPEAR, F.S.; SCHUMACHER, J.C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B.W. et DOOLAN, B.L. (1982). Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *In: Veblen, D.R. et Ribbe, P.H. (Edit.), Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations, Reviews in Mineralogy (MSA), 9B, 1-227.*
- ROSE, F. (1987). Pétrogénèse des granitoïdes hercyniens du Maroc. *Thèse Univ. Paris VI.*
- RUBIO PASCUAL, F.J. (1991). Metamorfismo de alta presión y superposición de un gradiente metamórfico invertido en los esquistos de la Unidad de Santiago (Complejo de Ordenes, zona de Galicia-tras-os-montes). *Tesina Univ. Complutense, Madrid.*

- RUBIO PASCUAL, F.J.; ARENAS, R. et DIAZ GARDIA, F. (1993a). Metapelitas de alta presión de la Unidad de Santiago (Complejo de Ordenes, NO del Macizo Ibérico). *Geogaceta*, 13, 101-104.
- RUBIO PASCUAL, F.J.; ARENAS, R. et DIAZ GARCIA, F. (1993b). Evolución tectonotermal de la Unidad de Santiago (Complejo de Ordenes): un ejemplo de subducción-hercínica y descompresión-colisional. *Geogaceta*, 13, 105-109.
- RUMBLE, D.III. (1973). Fe-Ti oxide minerals from regional metamorphosed quartzites of Western New Hampshire. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 181-195.
- SANDIFORD, M. (1989). Horizontal structures in granulite terrains: a record of mountain building or mountain collapse?. *Geology*, 17, 449-453.
- SAQUAQUE, A. (1985). Déformation et mise en place d'un pluton granitique syncinématique: l'exemple du granite hercynien de Bramram-Tabouchent-Bamega (Jbilet centrales, Maroc). *Thèse 3^{ème} cycle, Marrakeck*.
- SELVERSTONE, J. (1988). Evidence for East-West crustal extension in the eastern Alps. Implications for the unroofing history of the Tauern Window. *Tectonics*, 7, 87-105.
- SHIDO, F. et MIYASHIRO, A. (1959). Hornblendes of basic metamorphic rocks. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, 12, 85-102.
- SIMPSON, C. et SCHMID, S. (1983). An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1281-1288.
- SONDER, L.J.; ENGLAND, P.C.; WERNICKE, B.P. et CHRISTIANSEN, R.L. (1987). A physical model for Cenozoic extension of Western North America. In: Coward, M.P.; Dewey, J.E. et Hancock, P.L. (Edit.), *Continental Extensional Tectonics*, Geol. Soc. London, spec. Publs., 28, 177-186.
- SOUGY, J. (1976). Existence d'une importante tectonique tangentielle avec nappes repliées dans les Jbilts occidentales et centrales (méséta marocaine hercynienne). *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, France, série B*, 12, 41p.
- SOUGY, J.; MULLER, J. et POUTCHKOVSKY, A. (1978). Tectonique de nappes dans la méséta marocaine hercynienne, Jbilet-Rehamna. 6^{ème} réu. Ann. Sci. Terre, Orsay, France, 371p.
- SPEAR, F.S. (1981). An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.*, 281, 697-734.
- SPEAR, F.S. (1988). Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 507-517.
- SPEAR, F.S. (1991). On the interpretation of post peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 379-388.

- SPEAR, F.S. (1993). The metamorphism of pelites In: *Spear, F.S. (Edit.), Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths, Mineral. Soc. America, Monograph, 337-391.*
- SPEAR, F.S. et CHENEY, J. (1989). A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 149-164.
- SPEAR, F.S. et KIMBALL, K.L. (1984). Recamp-A fortran IV program estimating Fe^{3+} contents in amphiboles. *Computers and Geosciences*, 10, 2-3, 317-325.
- SPEAR, F.S. et PEACOCK, S.M. (1989). Metamorphic pressure-temperature-time paths. In: *Spear, F.S. et Peacock, S.M. (Edit.), Metamorphic Pressure-Temperature-time Paths, Short Course in Geology, Am. Geophys. Union, 7, 1-55.*
- SPEAR, F.S. et SELVERSTONE, J. (1983). Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 348-357.
- STEINHARDT, C.K. (1989). Lack of porphyroblast rotation in non-co-axially deformed schists from Petrel Cove, South Australia, and its implications. *Tectonophysics*, 158, 127-140.
- St.ONGE, M.R. (1986). Zoned poikiloblastic garnets: P-T and syn-metamorphic uplift through 30 Km of structural depth, Wopmay Orogen, Canada. *J. Petrol.*, 28, 1-21.
- St.ONGE, M.R. et KING, J.E. (1987). Evolution of regional metamorphism during back-arc stretching and subsequent crustal shortening in the 1.9 Ga Wopmay Orogen, Canada. In: *Oxburgh, E.R.; Yardley, B.W.D. et England, P.C. (Edit.), Tectonic Settings of Regional Metamorphism, Phil. Trans. R. Soc. London, A321, 199-218.*
- TAGIRI., M. (1977). Fe-Mg partition and miscibility gap between coexisting calcic amphiboles from the southern Abukuma plateau., Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 271-280.
- THOMPSON, A.B. et ENGLAND, P.C. (1984). Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism.II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrol.*, 25, 929-955.
- THOMPSON, A.B. et RIDLEY, J.R. (1987). Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. In: *Oxburgh, E.R.; Yardkey, B.W.D. et England, P.C. (Edit.), Tectonic Settings of Regional Metamorphism, Philo. Trans. R. Soc. London, A321, 27-45.*
- THOMPSON, A.B.; TRACY, R.J.; LYTTLE, P. et THOMPSON, J.B.Jr. (1977). Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Gassetts Schists, Vermont. *Am. J. Sci.*, 277, 1152-1167.
- THOMPSON, J.B. (1957). The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Mineral.*, 42, 842-858.
- TISSERANT, D. (1977). Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de

- quelques massifs atlasiques et mésétiens. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.*
- TRACY, R.J. (1982). Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *In: Ferry, J.M. (Edit.), Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria, Reviews in Mineralogy, Mineral. Soc. Am, 10, 355-397.*
- TRACY, R.J.; ROBINSON, P. et THOMPSON, A.B. (1976). Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure, Central Massachusetts. *Am. Mineral., 61, 762-775.*
- TRZCIENSKI, W.E.Jr. (1977). Garnet zoning-Product of a continuous reaction. *Can. Mineral., 15, 250-256.*
- TRZCIENSKI, W.E.Jr; CARMICHAEL, D.M. et HELMSTAEDT, H. (1984). Zoned sodic amphibole: petrogenetic indicator of changing pressure and temperature during tectonism in the Bathurst Area, New Brunswick, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol., 85, 311-320.*
- TURNER, F.J. (1981). Metamorphic petrology. Mineralogical, field and tectonic aspects. *Mc. Graw-Hill, 522p.*
- VAUCHEZ, A. (1976). Les déformations anté-triassiques dans la boutonnière d'Aouli-Mibdalen (Midelt, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris, 282, 425-428.*
- VERNON, R.H. (1978). Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. *Geol. Rundsch., 67, 288-305.*
- VUICHARD, J.P. et BALLEVRE, M. (1988). Garnet-chloritoid in eclogitic pelitic rocks from the Sesia Zone (Western Alps): their bearing on phase relations in high pressure metaplates. *J. Metamorphic Geol., 6, 135-157.*
- WANG, P. et SPEAR, F.S. (1991). A field and theoretical analysis of garnet+chlorite+chloritoid+biotite assemblages from the tri-State (MA, CT, NY) area, USA. *Contrib. Mineral. Petrol., 106, 217-235.*
- WERNICKE, B.P.; CHRISTIANSEN, R.L.; ENGLAND, P.C. et SONDER, L.J. (1987). Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. *In: Coward, M.P; Dewey, J.E et Hancock, P.L (Edit.), Continental Extensional Tectonics, Geol. Soc, London, Spec. Publs., 28, 203-221.*
- WISEMAN, J.D.H. (1934). The Central and Southwest Highland epidiorites: a study in progressive metamorphism. *Q. J. Geol. Soc. London, 90, 354-417.*
- YARDLEY, B.W.D. (1977). An empirical study of diffusion in garnet. *Am. Mineral., 62, 793-800.*
- YARDLEY, B.W.D. (1989). An introduction to metamorphic petrology. *Zussman, J. et Mc.Kenzie, W.S. (Edit.), Longman Scientific et Technical, London, 248p.*

TABLES DES ANALYSES CHIMIQUES

**Analyses chimiques des phases minéralogiques des lithologies
pélitiques à semi-pélitiques**

Grenats syn-D₁ de la zone à grenat de la formation des Skhour (Rehamna centraux).

Table 1.1

	7G1.B1	7G1.1	7G1.2	7G1.3	7G1.C	7G1.B2
SiO ₂	36.64	36.80	36.81	36.80	36.31	36.61
TiO ₂	0.29	0.23	0.16	0.17	0.02	0.22
Al ₂ O ₃	19.83	20.11	20.10	20.12	20.15	20.02
Cr ₂ O ₃	0.06	-	-	0.09	0.12	0.04
FeO	26.98	26.71	26.96	26.59	26.17	26.78
MnO	12.31	11.62	11.543	11.51	11.73	12.29
MgO	1.27	1.25	1.42	1.39	1.37	1.24
CaO	2.41	2.60	2.44	2.43	2.52	2.15
Total	99.81	99.31	99.42	99.10	98.39	99.34

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes						
Si	3.00	3.02	3.02	3.02	3.00	3.01
Al	1.91	1.96	1.96	1.97	1.97	1.95
Ti	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.01
Cr	-	-	-	0.01	0.01	-
Fe ²⁺	1.80	1.83	1.84	1.83	1.79	1.83
Fe ³⁺	0.05	-	0.01	-	0.02	0.02
Mn	0.85	0.81	0.80	0.80	0.82	0.86
Mg	0.15	0.15	0.17	0.17	0.17	0.15
Ca	0.21	0.23	0.21	0.21	0.22	0.19
Total	7.99	8.01	8.02	8.02	8.00	8.02
Alm	59.57	60.65	60.74	60.66	59.59	60.40
Sps	28.29	26.72	26.45	26.59	27.35	28.31
Pr	5.14	5.06	5.73	5.65	5.62	5.03
GrS	3.45	6.86	6.13	6.29	5.99	4.71
Adr	3.36	0.70	0.95	0.52	1.05	1.42
Uvr	0.19	-	-	0.29	0.39	0.13

Table 1.2: suite.

	6G1.B1	6G1.1	6G1.2	6G1.3	6G1.C	6G1.5	6G1.6	6G1.B2
SiO ₂	37.20	37.10	36.37	36.91	36.95	36.86	37.07	36.83
TiO ₂	0.10	0.03	0.06	0.05	0.06	0.03	0.01	0.04
Al ₂ O ₃	20.53	20.30	20.42	20.31	20.14	20.32	20.25	20.32
Cr ₂ O ₃	-	0.08	-	0.10	0.10	-	-	-
FeO	27.03	26.16	25.74	25.56	25.14	25.66	26.38	27.10
MnO	11.98	12.58	12.57	12.79	12.80	13.11	12.52	12.98
MgO	1.27	1.38	1.43	1.37	1.36	1.39	1.37	1.32
CaO	2.36	2.36	2.42	2.73	2.80	2.77	2.42	2.29
Total	100.49	100.00	99.03	99.93	99.34	100.15	100.02	100.60
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes								
Si	3.02	3.02	2.99	3.01	3.03	3.00	3.02	2.98
Al	1.98	1.97	1.98	1.96	1.97	1.94	1.96	1.94
Ti	0.01	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	0.01	-	0.01	0.01	-	-	-
Fe ²⁺	1.83	1.78	1.77	1.74	1.72	1.75	1.80	1.83
Mn	0.82	0.87	0.87	0.88	0.89	0.90	0.86	0.89
Mg	0.15	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16
Ca	0.21	0.21	0.21	0.24	0.25	0.24	0.21	0.20
Total	8.02	8.03	8.00	8.01	8.04	8.00	8.02	8.00
Alm	60.81	58.94	57.79	57.23	56.99	56.23	58.90	58.18
Sps	27.30	28.71	29.24	29.32	29.39	30.11	28.60	29.83
Prp	5.09	5.54	5.85	5.53	5.49	5.62	5.51	5.34
Grs	6.50	6.47	4.94	6.51	7.63	5.02	6.05	1.57
Adr	0.30	0.09	2.18	1.08	0.18	3.03	0.94	5.09
Uvr	-	0.26	-	0.32	0.32	-	-	-

Table 1.3:suite.

	9G1.B1	9G1.1	9G1.2	9G1.3	9G1.4	9G1.5	9G1.C	9G1.7	9G1.8
SiO ₂	36.35	36.88	36.89	36.67	36.75	36.84	36.84	36.21	36.66
TiO ₂	0.06	0.04	0.06	0.03	0.02	0.06	0.09	0.08	0.06
Al ₂ O ₃	20.55	20.59	20.54	20.55	20.40	20.44	20.45	20.66	20.40
Cr ₂ O ₃	0.06	0.06	0.05	0.03	0.10	-	-	-	-
FeO	33.59	35.70	30.06	35.38	32.07	31.46	29.83	31.74	32.65
MnO	3.27	3.35	3.69	3.93	6.19	7.36	8.39	7.40	6.04
MgO	1.38	1.40	1.44	1.56	1.18	1.12	1.00	1.20	1.26
CaO	2.51	2.38	2.48	2.60	3.60	3.22	3.31	3.02	3.12
Total	97.77	100.42	101.22	100.74	100.31	100.53	99.92	100.30	100.19
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes									
Si	3.02	2.99	2.97	2.96	2.98	2.99	3.00	2.94	2.98
Al	2.03	1.97	1.95	1.96	1.95	1.95	1.97	1.96	1.96
Ti	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-
Cr	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.33	1.42	2.43	2.39	2.17	2.13	2.03	2.16	2.22
Mn	0.23	0.23	0.25	0.27	0.43	0.51	0.58	0.51	0.42
Mg	0.17	0.17	0.17	0.19	0.14	0.14	0.12	0.15	0.15
Ca	0.22	0.21	0.21	0.23	0.31	0.28	0.29	0.26	0.27
Total	8.00	7.99	7.98	8.00	7.99	8.00	8.00	8.00	8.00
Alm	78.89	79.75	78.53	77.00	70.46	69.22	67.10	68.87	71.84
Sps	7.78	7.69	8.46	9.07	14.26	16.90	19.26	17.28	13.94
Prp	5.78	5.65	5.81	6.34	4.78	4.53	4.04	4.93	5.12
Grs	7.16	4.88	2.17	1.94	6.37	6.00	8.59	2.19	5.09
Adr	0.19	1.83	4.86	5.56	3.80	3.35	1.02	6.73	4.02
Uvr	0.20	0.19	0.16	0.10	0.32	-	-	-	-

Suite de la table 1.3.

	9G1.9	9G1.10	9G1.11	9G1.B2
SiO ₂	36.86	36.91	36.62	37.06
TiO ₂	0.10	0.02	-	0.02
Al ₂ O ₃	20.59	20.59	20.53	20.61
Cr ₂ O ₃	0.01	-	-	0.01
FeO	35.14	35.81	35.66	36.44
MnO	4.18	3.84	3.40	3.59
MgO	1.42	1.47	1.41	1.40
CaO	2.83	2.55	2.56	2.27
Total	101.13	101.24	100.19	101.40

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	2.97	2.97	2.98	2.98
Al	1.96	1.96	1.97	1.96
Ti	0.01	-	-	-
Cr	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.37	2.42	2.43	2.46
Mn	0.29	0.26	0.23	0.24
Mg	0.17	0.18	0.17	0.17
Ca	0.24	0.22	0.22	0.20
Total	8.01	8.01	8.00	8.01
Alm	76.47	77.86	78.91	79.61
Sps	9.59	8.81	7.86	8.20
Prp	5.73	5.93	5.74	5.63
Grs	3.23	2.47	3.69	2.58
Adr	4.95	4.93	3.80	3.95
Uvr	0.03	-	-	0.03

Grenats syn-D₁ de la zone à grenat de la formation de Jorf El Ahmar (Rehamna orientaux).

Table 1.4.

	16G1.B1	16G1.1	16G1.2	16G1.3	16G1.4	16G1.5	16G1.6	16G1.C	16G1B2
SiO ₂	36.94	36.89	36.91	36.96	36.66	37.19	37.25	36.76	37.30
TiO ₂	0.06	0.12	0.15	0.12	0.12	0.21	0.15	0.15	0.10
Al ₂ O ₃	20.49	20.19	20.27	20.27	20.47	20.45	20.58	20.62	20.38
Cr ₂ O ₃	0.02	-	-	0.06	-	-	-	0.01	-
FeO	24.10	24.13	23.69	23.73	23.43	23.46	23.35	23.34	25.06
MnO	11.88	10.92	11.63	11.09	11.37	11.13	11.89	11.44	10.81
MgO	0.44	0.51	0.52	0.49	0.46	0.46	0.41	0.41	0.45
CaO	6.11	6.21	5.97	6.47	6.46	6.61	6.83	7.06	5.64
Total	100.04	98.97	99.16	99.26	98.88	99.52	100.46	99.79	99.75
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes									
Si	3.00	3.02	3.02	3.02	3.00	3.03	3.01	2.98	3.04
Al	1.96	1.97	1.98	1.97	1.98	1.99	1.96	1.98	1.99
Ti	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1.64	1.65	1.62	1.62	1.61	1.60	1.57	1.58	1.71
Mn	0.82	0.76	0.81	0.77	0.79	0.77	0.81	0.79	0.75
Mg	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05
Ca	0.53	0.55	0.52	0.57	0.57	0.58	0.59	0.61	0.49
Total	8.00	8.02	8.02	8.02	8.02	8.04	8.00	8.00	8.04
Alm	53.32	54.77	53.79	53.78	53.09	53.29	51.82	51.55	56.91
Sps	27.21	25.11	26.74	25.46	26.21	25.61	26.96	26.28	24.86
Prp	1.77	2.06	2.10	1.98	1.87	1.86	1.64	1.66	1.82
Grs	15.69	17.69	16.91	18.23	18.13	18.59	18.47	17.94	16.10
Adr	1.95	0.37	0.46	0.37	0.71	0.64	1.12	2.55	0.31
Uvr	0.06	-	-	0.19	-	-	-	0.03	-

Table 1.5:suite.

	17G1.B1	17G1.1	17G1.2	17G1.3	17G1.4	17G1.5	17G1.C	17G1.7	17G1.8
SiO ₂	38.66	38.53	38.13	37.88	38.97	38.14	37.95	39.01	38.52
TiO ₂	0.12	0.15	0.09	0.04	0.11	0.17	0.05	0.07	0.18
Al ₂ O ₃	21.98	21.80	22.12	21.68	22.02	22.08	21.80	21.79	21.98
FeO	30.78	29.28	27.55	26.67	24.31	24.11	24.82	25.54	26.76
MnO	6.61	7.09	9.16	9.77	13.02	13.14	12.46	12.11	11.13
MgO	1.12	1.18	0.97	0.93	0.87	0.78	0.73	0.76	0.83
CaO	3.78	4.22	4.53	4.41	4.41	4.31	4.38	4.48	4.46
Total	103.05	102.24	102.10	101.37	103.70	102.73	102.19	103.75	103.86
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes									
Si	3.04	3.05	3.01	3.03	3.04	3.01	3.01	3.05	3.01
Al	2.08	2.08	2.07	2.07	2.07	2.06	2.05	2.06	2.03
Ti	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-	-	0.01
Fe ²⁺	2.02	1.94	1.82	1.78	1.59	1.59	1.65	1.67	1.75
Mn	0.44	0.48	0.61	0.66	0.86	0.88	0.84	0.80	0.74
Mg	0.13	0.14	0.11	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10
Ca	0.32	0.36	0.38	0.38	0.37	0.36	0.37	0.38	0.37
Total	8.04	8.06	8.01	8.03	8.04	8.00	8.01	8.05	8.01
Alm	69.46	66.59	62.11	60.79	54.39	54.39	55.96	56.88	59.17
Sps	15.11	16.33	20.91	22.55	29.50	30.02	28.45	27.32	24.93
Prp	4.50	4.78	3.90	3.78	3.47	3.14	2.93	3.02	3.27
Grs	10.56	11.84	12.81	12.76	12.31	11.94	12.50	12.57	12.10
Adr	0.37	0.46	0.27	0.12	0.33	0.52	0.15	0.21	0.54

Suite de la table 1.5.

	17G1.9	17G1.10	17G1.11	17G1.12	17G1.B2
SiO ₂	38.75	38.65	38.12	38.19	38.39
TiO ₂	0.09	0.11	0.13	0.05	0.15
Al ₂ O ₃	21.87	22.05	21.74	21.81	21.73
FeO	27.39	28.73	29.55	29.31	30.21
MnO	10.13	9.05	8.10	7.64	7.63
MgO	0.97	1.01	1.10	1.12	1.16
CaO	4.50	4.09	4.22	3.52	4.07
Total	103.70	103.68	102.96	101.65	103.34
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes					
Si	3.03	3.02	3.00	3.04	3.01
Al	2.04	2.05	2.02	2.09	2.02
Ti	0.01	0.01	0.01	-	0.01
Fe ²⁺	1.79	1.88	1.95	1.95	1.98
Mn	0.67	0.60	0.54	0.52	0.51
Mg	0.11	0.12	0.13	0.13	0.14
Ca	0.38	0.34	0.36	0.30	0.34
Total	8.03	8.02	8.01	8.03	8.01
Alm	60.67	63.94	65.49	67.30	66.81
Sps	22.73	20.40	18.18	17.77	17.09
Prp	3.83	4.01	4.34	4.58	4.57
Grs	12.50	11.33	11.59	10.20	11.08
Adr	0.27	0.33	0.39	0.15	0.45

Grenats syn-D₂ de la zone à grenat de la formation des Skhour.

Table 1.7.

	8G1.B1	8G1.1	8G1.2	8G1.3	8G1.4	8G1.C	8G1.6	8G1.7	8G1.8	8G1.9	8G1.B2
SiO ₂	37.05	36.96	37.10	37.09	37.19	37.17	36.90	37.14	37.28	37.44	37.59
TiO ₂	0.04	0.05	0.07	0.03	0.08	0.04	0.14	0.12	0.03	0.05	0.02
Al ₂ O ₃	20.14	20.27	20.39	20.18	20.36	20.47	20.24	20.77	20.54	20.67	20.42
Cr ₂ O ₃	-	0.03	-	-	-	0.03	0.03	-	0.01	0.06	-
FeO	35.81	34.38	34.63	33.70	31.95	34.21	32.51	35.92	36.41	35.44	36.29
MnO	3.42	3.96	5.15	6.46	7.14	7.10	6.67	4.87	4.34	3.65	3.87
MgO	1.41	1.34	1.24	1.12	1.05	1.04	1.18	1.28	1.37	1.38	1.45
CaO	2.31	2.63	2.57	2.61	2.51	2.55	2.67	2.75	2.56	2.44	2.34
Total	100.20	99.62	101.15	101.19	100.30	101.98	100.35	102.85	102.55	101.15	101.98
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes											
Si	3.02	3.02	2.99	3.00	3.03	2.97	3.00	2.95	2.97	3.02	3.01
Al	1.95	1.98	1.94	1.92	1.98	1.92	1.94	1.94	1.93	1.98	1.93
Ti	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.44	2.35	2.34	2.28	2.18	2.29	2.21	2.38	2.43	2.39	2.43
Mn	0.24	0.27	0.35	0.44	0.49	0.48	0.46	0.33	0.29	0.25	0.26
Mg	0.17	0.16	0.15	0.13	0.13	0.12	0.14	0.15	0.16	0.17	0.17
Ca	0.20	0.23	0.22	0.23	0.22	0.22	0.23	0.23	0.22	0.21	0.20
Total	8.02	8.01	7.99	8.00	8.03	8.00	7.99	7.99	8.00	8.02	8.00
Alm	79.85	77.87	75.87	73.22	72.17	72.31	72.25	75.88	77.32	79.24	78.87
Spss	7.81	9.08	11.74	14.74	16.34	16.17	15.27	11.08	9.86	8.27	8.72
Prp	5.67	5.41	4.97	4.50	4.23	4.17	4.75	5.12	5.47	5.50	5.75
Grs	5.17	7.38	4.08	3.36	7.02	0.20	5.37	0.34	0.76	6.65	3.85
Adr	1.51	0.15	3.34	4.17	0.24	7.05	2.26	7.58	6.56	0.15	2.82
Uvr	-	0.10	-	-	-	0.10	0.10	-	0.03	0.19	-

Table 1.8: suite.

	7G2.B1	7G2.1	7G2.2	7G2.C	7G2.4	7G2.5	7G2.6	7G2.B2
SiO ₂	36.49	36.46	36.63	36.70	36.79	36.32	36.38	36.22
TiO ₂	0.04	0.05	0.05	0.03	0.07	0.01	0.04	-
Al ₂ O ₃	19.94	20.03	20.25	20.31	20.29	20.07	20.09	19.80
Cr ₂ O ₃	0.01	-	0.01	0.05	0.02	-	0.03	-
FeO	26.79	26.31	26.18	26.19	26.25	26.14	26.21	25.57
MnO	11.81	11.52	11.37	11.54	12.18	11.27	11.38	11.85
MgO	1.29	1.36	1.31	1.39	1.44	1.33	1.31	1.27
CaO	2.12	2.22	2.26	2.50	2.30	2.27	2.40	2.39
Total	98.49	97.93	98.08	98.71	99.35	97.41	97.86	97.10

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	3.02	3.03	3.04	3.02	3.01	3.03	3.03	3.04
Al	1.97	1.99	2.02	1.99	1.97	2.01	1.99	1.99
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1.86	1.83	1.82	1.80	1.80	1.83	1.82	1.79
Mn	0.83	0.81	0.80	0.81	0.85	0.80	0.80	0.84
Mg	0.16	0.17	0.16	0.17	0.18	0.17	0.16	0.16
Ca	0.19	0.20	0.20	0.22	0.20	0.20	0.21	0.21
Total	8.03	8.03	8.04	8.01	8.01	8.04	8.01	8.03

Alm	61.12	60.84	60.99	60.13	59.48	61.03	60.75	59.61
Sps	27.39	26.98	26.83	26.83	28.00	26.65	26.71	27.98
Prp	5.26	5.60	5.44	5.69	5.82	5.53	5.41	5.28
Grs	5.72	6.42	6.56	7.10	6.25	6.76	6.90	7.14
Adr	0.46	0.16	0.16	0.09	0.37	0.03	0.13	-
Uvr	0.03	-	0.03	0.16	0.06	-	0.10	-

Grenats syn-D₂ de la zone à grenat des Rehamna orientaux.

Table 1.9.

	22G1.B1	22G1.1	22G1.2	22G1.3	22G1.4	22G1.5	22G1.6	22G1.7
SiO ₂	37.89	38.11	37.24	37.71	37.83	38.07	37.94	38.11
TiO ₂	0.08	0.12	0.06	0.03	0.06	-	0.12	0.17
Al ₂ O ₃	21.76	21.36	21.21	21.43	21.74	20.87	21.55	21.52
FeO	31.21	32.04	30.89	30.82	30.69	29.71	30.71	29.06
MnO	6.61	6.45	6.23	6.32	6.37	6.26	6.48	7.70
MgO	1.31	1.17	1.24	1.20	1.25	1.16	1.15	1.02
CaO	3.27	3.32	3.81	3.70	4.15	3.50	3.71	3.95
Total	102.13	102.56	100.69	101.20	102.10	99.57	101.66	101.53

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	3.01	3.02	3.00	3.02	3.00	3.10	3.03	3.04
Al	2.05	2.02	2.01	2.04	2.03	2.10	2.05	2.07
Ti	-	0.01	-	-	-	-	0.01	0.01
Fe ²⁺	2.07	2.12	2.08	2.06	2.04	2.02	2.05	1.94
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.44	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	0.44	0.52
Mg	0.16	0.14	0.15	0.14	0.15	0.14	0.14	0.12
Ca	0.28	0.28	0.33	0.32	0.35	0.31	0.32	0.34
Total	8.01	8.02	8.00	8.01	8.00	8.10	8.04	8.04

Alm	70.25	71.34	69.74	69.89	68.68	69.74	69.68	66.44
Sp _s	15.07	14.55	14.25	14.51	14.44	14.88	14.89	17.83
Pr	5.25	4.64	4.99	4.85	4.98	4.85	4.65	4.16
Grs	9.19	9.11	10.84	10.66	11.72	10.53	10.42	11.05
Adr	0.24	0.36	0.18	0.09	0.18	-	0.37	0.52

Suite de la table 1.9.

	22G1.8	22G1.C	22G1.10	22G1.11	22G1.12	22G1.13	22G1.14	22G1.B2
SiO ₂	37.47	37.65	38.51	37.91	37.66	37.55	37.92	40.44
TiO ₂	0.12	0.11	0.07	0.10	0.19	-	0.07	-
Al ₂ O ₃	21.60	21.57	21.56	21.76	21.91	21.49	21.86	21.04
FeO	29.16	28.21	28.32	30.65	30.74	31.25	31.14	27.19
MnO	8.41	7.89	7.46	7.20	6.64	6.19	6.15	6.52
MgO	1.09	1.07	0.63	1.26	1.26	1.26	1.02	1.01
CaO	3.63	3.82	4.38	3.62	3.17	3.06	3.54	3.33
Total	101.48	100.22	100.93	102.50	101.57	100.83	101.70	99.52

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes								
Si	3.00	3.04	3.09	3.00	3.01	3.02	3.02	3.28
Al	2.03	2.10	2.13	2.03	2.07	2.06	2.08	2.29
Ti	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-	-	-
Fe ²⁺	1.95	1.91	1.90	2.03	2.05	2.10	2.08	1.85
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.57	0.54	0.51	0.48	0.45	0.42	0.42	0.45
Mg	0.13	0.13	0.08	0.15	0.15	0.15	0.12	0.12
Ca	0.31	0.32	0.38	0.31	0.27	0.26	0.30	0.29
Total	8.00	8.04	8.09	8.01	8.01	8.01	8.02	8.28

Alm	65.87	65.80	66.46	68.38	70.23	71.53	71.22	68.21
Sps	19.24	18.64	17.73	16.27	15.36	14.35	14.25	16.57
Pr	4.39	4.45	2.63	5.01	5.13	5.14	4.16	4.52
Grs	10.14	10.77	12.95	10.05	8.69	8.97	10.16	10.70
Adr	0.37	0.35	0.22	0.30	0.59	-	0.22	-

Table 1.10: suite.

	23G1.B1	23G1.1	23G1.2	23G1.3	23G1.4	23G1.5	23G1.C	23G1.7	23G1.8
SiO ₂	36.74	37.33	36.92	38.52	38.24	38.40	38.13	38.07	37.90
TiO ₂	0.08	0.06	0.06	0.10	0.14	0.12	0.11	0.12	0.18
Al ₂ O ₃	21.31	21.10	21.53	21.80	21.62	21.86	22.17	21.78	21.56
FeO	33.80	33.70	33.82	30.52	26.53	26.78	25.68	26.36	29.10
MnO	2.82	2.62	2.71	4.70	7.43	7.24	8.00	7.84	7.02
MgO	1.24	1.28	1.28	0.90	0.70	0.67	0.70	0.77	0.77
CaO	3.70	4.36	3.92	5.71	7.27	7.35	7.44	7.27	5.97
Total	99.69	100.45	100.23	102.26	101.93	102.42	102.24	102.21	102.50
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes									
Si	2.99	3.01	2.98	3.04	3.02	3.02	3.00	3.00	2.99
Al	2.04	3.01	2.05	2.07	2.04	2.05	2.06	2.03	2.01
Ti	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	2.30	2.27	2.28	2.02	1.75	1.76	1.69	1.74	1.92
Mn	0.19	0.18	0.19	0.31	0.50	0.48	0.53	0.52	0.47
Mg	0.15	0.15	0.15	0.11	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09
Ca	0.32	0.38	0.34	0.48	0.62	0.62	0.63	0.61	0.51
Total	7.99	8.00	7.99	8.04	8.02	8.02	8.00	8.00	8.00
Alm	77.51	76.21	77.09	69.05	59.46	59.88	57.63	58.59	64.34
Sps	6.55	6.00	6.26	10.77	16.87	16.40	18.18	17.65	15.72
Prp	5.07	5.16	5.20	6.63	2.80	2.67	2.80	3.05	3.03
Grs	10.62	12.45	11.26	16.25	20.45	20.69	21.06	20.34	16.37
Adr	0.25	0.18	0.18	0.31	0.42	0.36	0.33	0.36	0.54

Suite de la table 1.10.

	23G1.9	23G1.10	23G1.11	23G1.12	23G1.B2
SiO ₂	37.75	37.66	38.08	37.62	37.93
TiO ₂	0.09	0.12	0.08	0.03	0.08
Al ₂ O ₃	21.61	21.55	21.78	21.92	21.70
FeO	29.70	32.80	34.28	34.20	34.83
MnO	6.04	3.28	2.97	2.89	3.66
MgO	0.94	1.18	1.29	1.29	1.23
CaO	5.56	4.34	4.32	4.28	3.17
Total	101.69	100.92	102.80	102.24	102.62
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes					
Si	3.00	3.02	3.00	2.98	3.00
Al	2.03	2.06	2.02	2.04	2.03
Ti	0.01	0.01	-	-	-
Fe ²⁺	1.98	2.20	2.26	2.26	2.31
Mn	0.41	0.22	0.20	0.19	0.25
Mg	0.11	0.14	0.15	0.15	0.15
Ca	0.47	0.37	0.36	0.36	0.27
Total	8.01	8.02	7.99	7.98	8.01
Alm	66.57	74.91	75.97	76.15	77.76
Sps	13.71	7.59	6.67	6.52	8.28
Prp	3.75	4.80	5.09	5.12	4.89
Grs	15.69	12.33	12.03	12.12	8.83
Adr	0.27	0.37	0.24	0.09	0.24

Table 1.11: suite.

	23G2.B1	23G2.1	23G2.2	23G2.3	23G2.4	23G2.5	23G2.6	23G2.C	23G2.8
SiO ₂	35.51	35.51	38.17	37.88	38.16	37.53	37.25	37.94	37.57
TiO ₂	0.05	0.06	0.10	0.12	0.11	0.10	0.12	-	0.10
Al ₂ O ₃	24.50	21.89	21.38	21.51	21.67	21.81	21.56	21.10	21.21
FeO	33.18	33.75	32.79	32.69	30.44	28.14	25.92	25.97	26.76
MnO	2.65	2.64	2.68	3.32	5.04	6.51	7.34	7.70	6.77
MgO	1.27	1.30	1.14	1.05	0.51	0.84	0.69	0.64	0.72
CaO	3.86	4.37	4.33	4.84	5.50	6.27	7.07	7.54	6.86
Total	101.02	102.60	100.57	101.42	101.44	101.20	99.95	100.89	99.99
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes									
Si	2.83	3.04	3.07	3.02	3.05	2.99	3.00	3.03	3.03
Al	2.30	2.07	2.10	2.05	2.09	2.05	2.05	2.02	2.05
Ti	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01
Fe ²⁺	2.21	2.22	2.21	2.18	2.03	1.88	1.75	1.74	1.81
Mn	0.18	0.18	0.18	0.22	0.34	0.44	0.50	0.52	0.46
Mg	0.15	0.15	0.14	0.12	0.06	0.10	0.08	0.08	0.09
Ca	0.33	0.37	0.37	0.41	0.47	0.54	0.61	0.65	0.59
Total	8.00	8.03	8.08	7.60	8.05	8.04	8.00	8.04	8.04
Alm	76.73	76.12	76.11	74.09	69.98	63.57	59.39	58.27	61.25
Sps	6.31	6.03	6.30	7.62	11.73	14.90	17.03	17.50	15.69
Prp	5.32	5.22	4.72	4.24	2.09	3.38	2.82	2.56	2.94
Grs	9.47	12.44	12.56	13.69	15.86	17.84	20.38	21.67	19.81
Adr	2.16	0.18	0.31	0.37	0.34	0.30	0.37	-	0.31

Suite de la table 1.11.

	23G2.9	23G2.10	23G2.11	23G2.12	23G2.13	23G2.B2
SiO ₂	37.61	38.17	37.27	37.83	38.13	37.91
TiO ₂	0.11	0.07	0.04	0.03	0.10	0.06
Al ₂ O ₃	21.39	21.52	21.39	21.45	21.90	21.50
FeO	29.77	31.02	32.17	33.39	33.83	32.99
MnO	6.25	4.29	3.06	2.99	2.92	2.70
MgO	0.87	1.00	1.10	1.25	1.31	1.28
CaO	5.61	5.59	4.69	4.47	4.51	4.48
Total	101.61	101.68	99.72	101.40	102.70	100.93
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes						
Si	3.00	3.03	3.02	3.02	3.00	3.04
Al	2.01	2.05	2.07	2.04	2.04	2.07
Ti	0.01	-	-	-	0.01	-
Fe ²⁺	1.98	2.06	2.18	2.23	2.23	2.21
Mn	0.42	0.29	0.21	0.20	0.19	0.18
Mg	0.10	0.12	0.13	0.15	0.15	0.15
Ca	0.48	0.48	0.41	0.38	0.38	0.38
Total	8.00	8.03	8.02	8.02	8.00	8.03
Alm	66.39	70.01	74.40	75.25	75.35	75.41
Sps	14.12	9.81	7.17	6.82	6.59	6.25
Prp	3.46	4.02	4.53	5.02	5.20	5.21
Grs	15.70	15.95	13.77	12.82	12.57	12.94
Adr	0.33	0.21	0.12	0.09	0.30	0.19

Table 1.12: suite.

	24G1.B1	24G1.1	24G1.2	24G1.3	24G1.4	24G1.5	24G1.6	24G1.7	24G1.8
SiO ₂	40.31	36.68	36.15	36.49	36.43	36.24	36.38	36.76	36.16
TiO ₂	-	0.08	0.16	0.37	0.37	0.14	0.15	0.14	0.05
Al ₂ O ₃	18.75	20.36	20.22	20.21	19.98	19.90	19.96	19.86	19.95
Cr ₂ O ₃	-	0.01	-	0.02	0.10	-	0.01	0.01	-
FeO	28.50	30.33	26.94	26.31	22.78	22.18	21.25	21.41	21.23
MnO	7.91	8.37	10.70	11.88	16.21	16.26	17.17	16.91	16.71
MgO	0.88	0.95	0.73	0.62	0.55	0.51	0.53	0.56	0.47
CaO	3.37	4.01	4.31	4.44	3.66	3.82	3.48	3.36	2.99
Total	99.72	100.80	99.22	100.33	100.08	99.05	98.92	99.00	97.20
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes									
Si	3.29	2.97	2.97	2.97	2.98	2.99	3.00	3.03	3.03
Al	2.10	1.94	1.96	1.94	1.92	1.93	1.95	1.97	2.00
Ti	-	-	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	-
Cr	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-
Fe ²⁺	1.95	2.06	1.85	1.79	1.56	1.53	1.47	1.48	1.49
Mn	0.55	0.57	0.74	0.82	1.12	1.14	1.20	1.18	1.19
Mg	0.11	0.11	0.09	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06
Ca	0.30	0.35	0.38	0.39	0.32	0.34	0.31	0.30	0.27
Total	8.30	8.00	8.00	8.01	8.00	8.00	8.01	8.04	8.04
Alm	67.22	65.15	59.28	57.18	49.68	48.75	47.76	48.84	49.58
Spss	18.90	19.30	24.99	27.37	37.41	37.90	39.85	39.07	39.52
Prp	3.70	3.85	3.00	2.51	2.23	2.09	2.16	2.28	1.96
Grs	10.18	5.59	7.98	7.74	5.89	7.40	8.32	9.36	8.79
Adr	-	6.08	4.76	5.13	4.47	3.86	1.87	0.43	0.16
Uvr	-	0.03	-	0.06	0.32	-	0.03	0.03	-

Suite de la table 1.12.

	24G1.9	24G1.C	24G1.B2
SiO ₂	36.76	37.62	37.14
TiO ₂	0.19	0.18	0.05
Al ₂ O ₃	19.94	19.51	20.71
Cr ₂ O ₃	0.01	-	-
FeO	21.00	20.43	31.19
MnO	17.76	17.31	6.16
MgO	0.55	0.49	0.97
CaO	2.99	3.28	3.04
Total	99.20	98.82	99.26

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	3.03	3.11	3.04
Al	1.97	2.01	2.05
Ti	0.01	0.01	-
Cr	-	-	-
Fe ²⁺	1.45	1.41	2.14
Mn	1.24	1.21	0.43
Mg	0.07	0.06	0.12
Ca	0.26	0.29	0.27
Total	8.03	8.10	8.05
Alm	47.95	47.47	72.45
Sps	41.07	40.74	14.49
Prp	2.24	2.03	4.01
Grs	8.13	9.20	8.89
Adr	0.59	0.56	0.16
Uvr	0.03	-	-

Grenats syn-D₂ de la zone à grenat de la Z.C.O.Z.

Table 1.13.

	25G1.B1	25G1.1	25G1.2	25G1.3	25G1.4	25G1.5	25G1.C	25G1.7
SiO ₂	37.14	37.24	37.62	37.15	37.00	37.03	36.94	37.05
TiO ₂	0.06	0.09	0.15	0.09	0.16	0.23	0.19	0.11
Al ₂ O ₃	20.49	20.17	20.54	20.09	20.74	20.27	20.26	20.47
Cr ₂ O ₃	0.10	-	-	0.06	-	-	-	-
FeO	24.74	23.91	24.13	23.75	23.62	23.72	24.10	23.61
MnO	10.67	10.92	12.36	12.47	12.12	11.86	12.32	11.79
FeO	0.49	0.44	0.48	0.45	0.59	0.47	0.44	0.50
CaO	7.61	7.61	7.06	7.45	7.38	7.49	7.22	7.35
Total	101.32	100.38	102.35	101.51	101.62	101.08	101.48	100.89
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes								
Si	2.97	3.00	2.98	2.97	2.95	2.97	2.96	2.98
Al	1.93	1.92	1.92	1.91	1.95	1.92	1.91	1.93
Ti	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.01	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1.65	1.61	1.60	1.59	1.67	1.59	1.61	1.59
Mn	0.72	0.75	0.83	0.84	0.82	0.81	0.84	0.80
Mg	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06
Ca	0.65	0.66	0.60	0.64	0.63	0.64	0.62	0.63
Total	7.99	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Alm	51.80	51.59	50.31	48.37	48.67	49.54	49.23	49.89
Sps	24.31	24.79	27.75	28.38	27.66	27.00	28.14	26.89
Prp	1.96	1.76	1.90	1.80	2.37	1.88	1.77	2.01
Grs	15.67	18.57	14.84	13.48	14.00	15.20	12.60	15.95
Adr	5.94	3.28	5.21	7.77	7.30	6.37	8.26	5.26
Uvr	0.32	-	-	0.19	-	-	-	-

Suite de la table 1.13.

	25G1.8	25G1.9	25G1.10	25G1.11	25G1.12	25G1.B2
SiO ₂	37.06	37.17	37.36	37.23	37.07	37.40
TiO ₂	0.16	0.15	0.16	0.16	0.14	0.16
Al ₂ O ₃	20.50	20.50	20.57	20.54	20.59	20.39
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	-	-	-	24.39
FeO	23.43	24.62	24.17	23.95	24.24	-
MnO	12.12	12.25	11.41	11.13	11.53	11.18
MgO	0.48	0.47	0.47	0.50	0.47	0.48
CaO	7.17	7.73	7.33	7.37	7.64	7.68
Total	100.96	102.93	101.47	100.88	101.67	101.69

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	2.98	2.93	2.98	2.99	2.95	2.98
Al	1.94	1.91	1.94	1.94	1.94	1.92
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1.58	1.61	1.62	1.61	1.62	1.62
Mn	0.82	0.82	0.77	0.76	0.78	0.75
Mg	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Ca	0.62	0.65	0.63	0.63	0.65	0.66
Total	8.01	8.00	8.01	8.00	8.01	8.00
Alm	49.80	48.07	51.39	51.62	49.82	50.92
Sps	27.61	27.83	25.79	25.24	26.27	25.24
Prp	1.92	1.88	1.87	2.00	1.88	1.91
Grs	15.70	10.90	16.66	17.65	14.53	16.29
Adr	4.84	11.18	4.30	3.49	7.49	5.65
Uvr	0.13	0.13	-	-	-	-

Table 1.14: suite.

	25G2.B1	25G2.1	25G2.2	25G2.3	25G2.4	25G2.5	25G2.6	25G2.7
SiO ₂	36.52	37.14	37.07	36.79	37.11	37.08	40.99	37.38
TiO ₂	0.11	0.13	0.14	0.19	0.15	0.07	0.16	0.17
Al ₂ O ₃	20.27	20.55	20.48	20.44	20.76	20.50	19.47	20.54
Cr ₂ O ₃	0.06	0.08	0.07	0.07	-	0.06	0.01	0.02
FeO	24.03	24.95	24.59	24.33	23.53	22.38	20.93	22.00
MnO	10.73	10.05	11.42	11.51	11.67	11.30	11.01	13.46
MgO	0.47	0.44	0.52	0.49	0.52	0.39	0.40	0.41
CaO	7.43	7.67	7.74	7.62	7.73	7.80	7.65	7.53
Total	99.61	101.01	102.03	101.44	101.47	99.59	100.62	101.52
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes								
Si	2.97	2.98	2.95	2.94	2.96	3.01	3.29	2.98
Al	1.94	1.94	1.91	1.93	1.95	1.98	2.13	1.94
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01
Cr	-	0.01	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1.63	1.67	1.63	1.62	1.57	1.52	1.40	1.47
Mn	0.74	0.68	0.77	0.78	0.79	0.78	0.75	0.91
Mg	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05
Ca	0.65	0.66	0.66	0.65	0.66	0.68	0.66	0.64
Total	8.00	8.00	7.99	7.99	8.00	8.01	8.29	8.00
Alm	51.50	53.31	49.59	49.52	49.11	50.15	49.14	46.46
Sps	24.83	22.86	26.02	26.40	26.56	25.78	26.18	30.40
Prp	1.91	1.76	2.08	1.98	2.08	1.57	1.67	1.63
Grs	16.12	17.33	13.06	12.94	16.16	21.72	22.47	17.05
Adr	5.44	4.49	9.03	8.95	6.09	0.60	0.51	4.40
Uvr	0.19	0.25	0.22	0.22	-	0.19	0.03	0.06

Suite de la table 1.14.

	25G2.C	25G2.9	25G2.10	25G2.11	25G2.13	25G2.14	25G2.15	25G2.16	25G2.B2
SiO ₂	37.61	37.09	36.88	37.16	36.91	36.67	37.08	36.68	35.14
TiO ₂	0.17	0.22	0.21	0.15	0.17	0.21	0.15	0.26	0.22
Al ₂ O ₃	20.25	20.25	20.61	20.37	20.62	20.37	20.57	20.66	21.59
Cr ₂ O ₃	-	-	0.01	0.05	0.10	0.03	0.05	-	0.03
FeO	21.80	22.41	22.05	22.54	23.10	23.56	25.34	24.26	24.91
MnO	13.31	13.36	12.85	13.26	11.33	11.18	10.17	10.15	9.15
MgO	0.42	0.38	0.41	0.41	0.41	0.44	0.47	0.51	0.94
CaO	7.20	7.31	7.60	7.42	7.50	7.62	7.51	7.50	6.89
Total	100.50	101.01	100.63	101.36	100.14	100.08	101.34	100.01	98.87

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes									
Si	3.03	2.98	2.97	2.97	2.98	2.97	2.97	2.97	2.86
Al	1.95	1.92	1.95	1.93	1.97	1.94	1.93	1.97	1.98
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Cr	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-
Fe ²⁺	1.47	1.51	1.48	1.51	1.56	1.59	1.70	1.65	1.70
Mn	0.91	0.91	0.88	0.90	0.78	0.77	0.69	0.70	0.63
Mg	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.11
Ca	0.62	0.63	0.66	0.64	0.65	0.66	0.64	0.65	0.60
Total	8.04	8.01	8.00	8.01	8.01	7.99	8.00	8.02	7.99

Alm	48.02	47.08	46.98	46.90	50.74	50.33	53.32	52.83	53.17
Sps	29.88	30.38	29.39	30.13	25.91	25.71	23.16	23.32	21.95
Prp	1.66	1.52	1.65	1.64	1.65	1.78	1.88	2.06	3.97
Grs	19.50	15.52	17.09	15.20	18.73	16.68	15.53	17.71	11.35
Adr	0.94	5.51	4.86	5.97	2.65	5.39	5.95	4.08	9.46
Uvr	-	-	0.03	0.16	0.32	0.10	0.16	-	0.10

Grenats syn-D₂ de la zone à staurotide de la formation des Skhour.
Table 1.15.

	13G1.B1	13G1.1	13G1.2	13G1.3	13G1.4	13G1.5	13G1.C	13G1.B2
SiO ₂	36.89	37.24	36.86	36.71	36.84	36.44	36.68	36.48
TiO ₂	0.08	0.05	0.01	0.03	0.02	0.13	0.13	0.06
Al ₂ O ₃	20.28	20.49	20.19	20.24	20.23	20.16	19.98	20.35
Cr ₂ O ₃	-	0.04	0.07	0.11	0.01	0.06	-	0.06
FeO	35.55	36.06	36.17	35.96	34.45	33.69	32.38	35.99
MnO	1.14	1.12	1.38	1.93	3.46	4.23	4.14	1.64
MgO	2.54	2.47	2.47	2.27	2.06	1.97	1.89	2.59
CaO	2.01	2.26	2.11	2.24	1.75	2.44	2.78	2.08
Total	98.50	99.73	99.27	99.49	98.81	99.12	97.98	99.26

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	3.03	3.02	3.01	2.99	3.03	2.99	3.03	2.97
Al	2.02	1.98	1.95	1.95	1.98	1.94	1.98	1.96
Ti	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-
Cr	-	-	-	0.01	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.44	2.45	2.47	2.45	2.37	2.30	2.24	2.46
Mn	0.08	0.08	0.10	0.13	0.24	0.29	0.29	0.11
Mg	0.31	0.30	0.30	0.28	0.25	0.24	0.23	0.31
Ca	0.18	0.20	0.18	0.20	0.15	0.21	0.25	0.18
Total	8.03	8.03	8.01	8.01	8.02	7.98	8.03	7.99

Alm	81.15	81.05	80.71	79.81	78.53	75.00	74.43	79.53
Sps	2.64	2.55	3.17	4.45	7.99	9.81	9.64	3.80
Prp	10.33	9.89	9.98	9.21	8.37	8.04	7.74	10.57
Grs	5.63	6.23	3.87	2.98	5.02	3.39	7.78	1.40
Adr	0.25	0.15	2.04	3.19	0.06	3.57	0.40	4.51
Uvr	-	0.13	0.23	0.36	0.03	0.19	-	0.19

Table 1.16: suite.

	12G1.B1	12G1.1	12G1.2	12G1.C	12G1.4	12G1.5	12G1.B2
SiO ₂	36.48	37.13	37.28	36.66	37.32	37.70	37.55
TiO ₂	0.04	0.04	0.08	0.18	0.07	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	20.30	20.26	20.44	20.48	20.13	20.76	20.75
Cr ₂ O ₃	-	-	0.13	-	0.04	-	0.15
FeO	35.48	34.85	31.99	32.50	33.27	34.89	35.55
MnO	3.71	3.74	6.24	6.68	6.67	4.70	3.66
MgO	2.05	1.92	1.67	1.59	1.72	2.04	2.17
CaO	2.30	2.38	2.55	2.35	2.51	1.96	2.00
Total	100.36	100.34	100.37	100.43	101.76	102.11	101.90

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	2.95	3.01	3.02	2.97	2.99	3.00	2.99
Al	1.94	1.94	1.97	1.96	1.90	1.95	1.95
Ti	-	-	-	0.01	-	-	-
Cr	-	-	0.01	-	-	-	0.01
Fe ²⁺	2.41	2.36	2.17	2.21	2.23	2.32	2.37
Mn	0.25	0.26	0.43	0.46	0.45	0.32	0.25
Mg	0.25	0.23	0.20	0.19	0.21	0.24	0.26
Ca	0.20	0.21	0.22	0.20	0.22	0.17	0.17
Total	8.00	8.01	8.02	8.00	8.00	8.00	8.00

Alm	76.85	76.91	71.80	71.34	70.83	75.83	77.45
Sps	8.40	8.53	14.19	15.38	15.12	10.55	8.25
Prp	8.16	7.70	6.68	6.44	6.86	8.05	8.60
Grs	-	4.46	6.68	2.50	1.42	3.18	2.60
Adr	6.59	2.40	0.24	4.35	5.65	2.39	2.63
Uvr	-	-	0.41	-	0.13	-	0.47

Grenats syn-D₂ de la zone à staurotide des Rehamna orientaux.

Table 1.17.

	26G1.B1	26G1.1	26G1.2	26G1.3	26G1.4	26G1.5	26G1.6	26G1.7
SiO ₂	38.14	37.77	37.89	37.91	37.80	38.15	38.85	38.75
TiO ₂	0.01	0.02	0.02	0.03	0.07	0.09	0.15	0.18
Al ₂ O ₃	22.02	21.45	21.29	21.71	21.65	21.50	22.06	22.18
FeO	34.43	35.27	35.88	34.63	34.39	33.31	30.53	30.35
MnO	2.47	1.05	1.02	1.20	1.98	2.82	5.10	6.02
MgO	1.36	1.73	2.00	1.82	1.60	1.43	1.29	1.21
CaO	2.76	3.05	2.33	3.08	3.91	3.83	4.70	4.13
Total	101.20	100.33	100.43	100.37	101.40	101.13	102.68	102.83

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	3.05	3.04	3.05	3.05	3.01	3.05	3.05	3.05
Al	2.13	2.08	2.07	2.10	2.05	2.08	2.10	2.10
Ti	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	2.30	2.38	2.42	2.33	2.29	2.23	2.01	2.00
Mn	0.17	0.07	0.07	0.08	0.13	0.19	0.34	0.40
Mg	0.16	0.21	0.24	0.22	0.19	0.17	0.15	0.14
Ca	0.24	0.26	0.20	0.27	0.33	0.33	0.40	0.35
Total	8.05	8.04	8.05	8.05	8.00	8.06	8.06	8.05
Alm	80.27	81.41	82.55	80.47	77.71	76.36	69.36	69.14
Sps	5.83	2.45	2.38	2.82	4.53	6.55	11.74	13.89
Prp	5.65	7.12	8.20	7.54	6.44	5.84	5.22	4.91
Grs	8.21	8.96	6.81	9.08	11.11	10.97	13.22	11.50
Adr	0.03	0.06	0.06	0.09	0.21	0.28	0.46	0.55

Suite de la table 1.17.

	26G1.C	26G1.9	26G1.10	26G1.11	26G1.12	26G1.13	26G1.14	26G1.B2
SiO ₂	37.46	37.93	38.55	38.12	38.57	38.09	37.79	37.45
TiO ₂	0.14	-	0.14	0.09	0.12	0.07	0.09	0.04
Al ₂ O ₃	21.52	21.97	22.22	21.66	21.90	21.84	21.63	22.08
FeO	30.89	30.51	35.09	36.03	29.91	32.61	34.19	34.63
MnO	5.92	5.99	1.30	1.52	6.72	4.52	2.28	1.44
MgO	1.09	1.20	1.65	1.72	1.21	1.33	1.59	1.70
CaO	4.22	4.30	3.12	2.62	4.63	4.12	3.55	3.56
Total	101.25	101.91	102.06	101.76	103.06	102.58	101.12	100.90

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	3.00	3.01	3.05	3.03	3.03	3.01	3.02	2.99
Al	2.03	2.07	2.12	2.07	2.05	2.04	2.06	2.09
Ti	0.01	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	-
Fe ²⁺	2.07	2.02	2.32	2.40	1.96	2.15	2.29	2.32
Mn	0.40	0.40	0.09	0.10	0.45	0.30	0.15	0.10
Mg	0.13	0.14	0.19	0.20	0.14	0.16	0.19	0.20
Ca	0.36	0.37	0.26	0.22	0.39	0.35	0.30	0.31
Total	8.00	8.01	8.04	8.03	8.03	8.01	8.02	8.01

Alm	69.83	68.99	80.96	81.90	66.76	72.73	77.92	79.28
Sps	13.55	13.72	3.04	3.50	15.19	10.21	5.26	3.34
Prp	4.39	4.84	6.78	6.97	4.81	5.29	6.46	6.94
Grs	11.80	12.46	8.79	7.35	12.88	11.56	10.09	10.32
Adr	0.43	-	0.44	0.28	0.36	0.21	0.28	0.12

Table 1.18: suite.

	27G1.B1	27G1.1	27G1.2	27G1.3	27G1.4	27G1.5	27G1.6	27G1.C
SiO ₂	38.67	38.24	38.42	38.38	38.17	38.43	38.53	38.54
TiO ₂	0.01	0.08	-	-	0.01	0.12	-	0.06
Al ₂ O ₃	22.42	22.13	21.66	21.78	21.84	22.00	21.91	21.77
FeO	34.95	34.54	34.67	33.72	33.14	32.31	31.89	31.02
MnO	2.33	2.47	2.30	2.46	3.02	4.56	4.84	5.35
MgO	2.22	2.32	2.29	1.99	1.84	1.89	1.59	1.65
CaO	2.93	3.07	3.08	3.08	3.45	3.46	4.15	3.91
Total	103.54	102.86	102.43	101.43	101.46	102.77	102.91	102.30
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes								
Si	3.01	3.00	3.02	3.05	3.03	3.02	3.02	3.04
Al	2.07	2.04	2.04	2.09	2.08	2.06	2.05	2.07
Ti	-	-	-	-	-	0.01	-	-
Fe ²⁺	2.28	2.26	2.28	2.24	2.20	2.12	2.09	2.05
Mn	0.15	0.16	0.15	0.17	0.20	0.30	0.32	0.36
Mg	0.26	0.27	0.27	0.24	0.22	0.22	0.19	0.19
Ca	0.24	0.26	0.26	0.26	0.29	0.29	0.35	0.33
Total	8.01	7.99	8.02	8.05	8.02	8.02	8.02	8.04
Alm	77.63	76.57	77.00	77.16	75.49	72.23	70.96	69.88
Sps	5.24	5.55	5.17	5.70	6.97	10.33	10.91	12.21
Prp	8.79	9.16	9.06	8.11	7.47	7.53	6.30	6.62
Grs	8.31	8.48	8.76	9.03	10.04	9.55	11.83	11.10
Adr	0.03	0.24	-	-	0.03	0.36	-	0.18

Suite de la table 1.18.

	27G1.8	27G1.9	27G1.10	27G1.11	27G1.12	27G1.B1
SiO ₂	38.50	38.56	37.96	38.39	38.07	38.05
TiO ₂	0.01	0.02	0.08	-	-	0.03
Al ₂ O ₃	21.66	21.68	21.74	21.98	21.80	21.87
FeO	31.35	32.72	34.38	34.37	34.39	34.58
MnO	5.08	4.00	2.37	2.31	2.36	2.13
MgO	1.43	1.68	2.29	2.26	2.38	2.22
CaO	3.94	3.35	2.92	2.77	2.52	2.52
Total	101.97	102.02	101.73	102.08	101.51	101.39

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	3.05	3.05	3.01	3.03	3.02	3.03
Al	2.08	2.08	2.04	2.08	2.06	2.08
Ti	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.08	2.17	2.28	2.27	2.28	2.30
Mn	0.34	0.27	0.16	0.15	0.16	0.14
Mg	0.17	0.20	0.27	0.27	0.28	0.26
Ca	0.33	0.28	0.25	0.23	0.21	0.21
Total	8.05	8.05	8.01	8.03	8.01	8.02

Alm	71.10	74.27	77.08	77.61	77.72	78.73
Sps	11.67	9.20	5.38	5.28	5.40	4.91
Pr	5.78	6.80	9.15	9.09	9.58	9.01
Grs	11.42	9.68	8.15	8.01	7.30	7.26
Adr	0.03	0.06	0.24	-	-	0.09

Table 1.19: suite.

	28G1.B1	28G1.1	28G1.2	28G1.3	28G1.4	28G1.5	28G1.6
SiO ₂	37.54	37.20	36.92	37.10	36.60	36.77	36.59
TiO ₂	0.03	0.02	0.02	0.09	0.04	0.14	0.11
Al ₂ O ₃	20.90	20.73	20.49	20.39	20.55	20.39	20.22
Cr ₂ O ₃	0.03	-	0.02	-	0.04	0.03	0.07
FeO	35.64	36.76	36.91	35.88	33.72	32.30	31.86
MnO	2.49	2.18	2.31	3.77	4.88	5.73	6.82
MgO	2.18	2.18	2.01	1.47	1.33	1.21	1.17
CaO	2.49	2.51	2.86	3.53	4.25	4.35	4.34
Total	101.50	101.59	101.54	102.24	101.42	100.93	101.20

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	3.00	2.97	2.96	2.95	2.96	2.94	2.96
Al	1.97	1.95	1.93	1.94	1.93	1.95	1.93
Ti	-	-	0.01	-	0.01	-	0.01
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.38	2.45	2.04	2.47	2.39	2.26	2.18
Mn	0.17	0.15	0.58	0.16	0.25	0.33	0.39
Mg	0.26	0.26	0.12	0.24	0.17	0.16	0.15
Ca	0.21	0.21	0.36	0.25	0.30	0.37	0.38
Total	7.99	7.99	8.00	8.01	7.99	8.00	8.01

Alm	78.63	79.08	64.15	78.29	75.34	70.87	69.31
Sps	5.62	4.96	19.66	5.30	8.59	11.28	13.16
Prp	8.65	8.73	4.07	8.11	5.89	5.41	4.89
Grs	5.84	1.87	4.95	0.25	1.81	3.00	6.19
Adr	1.17	5.35	7.13	7.98	8.37	9.30	6.35
Uvr	0.09	-	0.03	0.06	-	0.13	0.10

Suite de la table 1.19.

	28G1.8	28G1.9	28G1.10	28G1.C	28G1.B2
SiO ₂	37.07	36.94	36.95	36.55	36.59
TiO ₂	0.08	0.08	0.12	0.09	0.03
Al ₂ O ₃	20.45	20.17	20.39	20.28	20.04
Cr ₂ O ₃	0.05	0.06	0.05	0.01	0.10
FeO	30.83	30.62	29.56	30.09	37.60
MnO	7.70	8.06	8.07	8.50	2.37
MgO	1.17	1.16	0.99	1.00	2.15
CaO	4.23	4.11	4.13	4.14	2.26
Total	101.60	101.20	100.26	100.66	101.15

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	2.97	2.97	3.00	2.96	2.94
Al	1.93	1.92	1.95	1.93	1.95
Ti	-	-	0.01	0.01	-
Cr	-	-	-	-	0.01
Fe ²⁺	2.07	2.06	2.00	2.04	2.53
Mn	0.52	0.55	0.55	0.58	0.16
Mg	0.14	0.14	0.12	0.12	0.26
Ca	0.36	0.35	0.36	0.36	0.19
Total	7.99	7.99	7.99	8.00	8.00

Alm	65.53	64.97	65.61	64.15	79.83
Sps	17.57	18.45	18.45	19.66	5.30
Prp	4.70	4.67	3.98	4.07	8.47
Grs	5.94	5.11	9.73	4.95	-
Adr	6.11	6.60	2.06	7.13	6.09
Uvr	0.16	0.19	0.16	0.03	0.31

Grenats syn-D₂ de la zone à staurotide de la Z.C.O.Z.

Table 1.20.

	29G1.B1	29G1.1	29G1.2	29G1.3	29G1.4	29G1.5	29G1.6	29G1.C
SiO ₂	37.30	37.48	37.75	37.30	37.58	37.33	37.16	36.94
TiO ₂	0.06	0.05	0.05	0.06	0.03	0.03	0.12	0.11
Al ₂ O ₃	20.64	20.28	20.58	20.69	20.64	20.48	20.41	20.23
Cr ₂ O ₃	0.05	-	-	-	-	-	0.02	-
FeO	36.75	36.41	37.21	34.27	34.86	33.47	28.14	26.97
MnO	1.50	1.50	1.36	2.02	2.97	4.52	8.22	8.29
MgO	2.62	2.68	2.77	2.45	2.26	1.75	0.58	0.61
CaO	2.88	3.15	3.03	3.81	4.13	4.18	7.26	7.30
Total	101.81	101.54	102.74	100.60	102.47	101.77	101.91	100.47

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes								
Si	2.96	2.98	2.97	2.99	2.96	2.97	2.96	2.98
Al	1.94	1.91	1.92	1.95	1.93	1.93	1.91	1.92
Ti	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.44	2.43	2.45	2.30	2.30	2.23	1.87	1.82
Mn	0.10	0.10	0.09	0.14	0.20	0.31	0.55	0.57
Mg	0.31	0.32	0.32	0.29	0.27	0.21	0.07	0.07
Ca	0.25	0.27	0.26	0.33	0.35	0.36	0.62	0.63
Total	8.00	8.01	8.00	8.00	8.00	8.01	7.99	8.00

Alm	77.88	76.97	77.43	74.71	72.58	70.78	58.10	57.45
Sps	3.40	3.39	3.05	4.58	6.69	10.25	18.69	18.97
Prp	10.46	10.65	10.92	9.78	8.96	6.98	2.32	2.46
Grs	1.29	2.56	1.06	7.70	4.26	5.66	12.84	15.58
Adr	6.81	6.44	7.53	3.24	7.51	6.33	7.98	5.55
Uvr	0.16	-	-	-	-	-	0.06	-

Suite de la table 1.20.

	29G1.8	29G1.9	29G1.10	29G1.11	29G1.12	29G1.13	29G1.B2
SiO ₂	37.01	36.60	37.16	37.36	37.20	37.05	37.21
TiO ₂	0.17	0.11	0.11	0.01	-	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	20.32	20.11	20.24	20.70	20.50	20.80	20.32
Cr ₂ O ₃	0.16	-	0.04	-	-	0.06	-
FeO	26.94	30.69	30.72	34.76	34.89	34.89	35.93
MnO	9.07	6.69	5.75	2.10	2.12	2.10	2.25
MgO	0.61	1.10	1.41	2.30	2.49	2.50	2.50
CaO	6.83	5.88	6.02	4.52	3.71	3.91	2.94
Total	101.11	101.18	101.46	101.75	100.92	101.34	101.17

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	2.97	2.94	2.97	2.96	2.98	2.95	2.98
Al	1.92	1.90	1.90	1.94	1.93	1.95	1.91
Ti	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-
Cr	0.01	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1.80	2.06	2.05	2.31	2.34	2.32	2.40
Mn	0.62	0.45	0.39	0.14	0.14	0.14	0.15
Mg	0.07	0.13	0.17	0.27	0.30	0.30	0.30
Ca	0.59	0.51	0.51	0.38	0.32	0.33	0.25
Total	7.99	8.00	8.00	8.00	8.01	7.99	7.99

Alm	57.16	62.91	63.96	73.11	74.51	73.86	76.40
SpS	20.69	15.45	13.08	4.76	4.83	4.80	5.12
Prp	2.45	4.47	5.64	9.17	9.98	10.05	10.01
Grs	13.42	6.24	9.32	5.89	4.79	3.73	1.93
Adr	5.78	10.93	7.87	7.07	5.89	7.38	6.53
Uvr	0.51	-	0.13	-	-	0.19	-

Table 1.21: suite.

	29G2.B1	29G2.1	29G2.2	29G2.3	29G2.4	29G2.5	29G2.C	29G2.7
SiO ₂	37.41	36.48	37.02	36.94	37.35	36.76	36.99	37.20
TiO ₂	0.05	0.02	0.05	0.11	0.07	0.14	0.10	0.07
Al ₂ O ₃	20.83	20.37	20.22	20.71	20.04	20.38	20.21	20.37
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0.07
FeO	35.84	33.91	34.84	31.46	29.97	30.31	30.15	30.91
MnO	2.62	2.54	2.92	4.91	6.20	6.88	6.23	6.47
MgO	2.45	2.32	2.33	1.53	0.94	0.61	0.69	0.78
CaO	3.42	4.07	3.57	5.89	6.69	6.51	6.18	6.33
Total	102.62	99.72	100.94	101.55	101.26	101.59	100.10	102.20

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	2.95	2.95	2.97	2.94	2.99	2.94	2.99	2.96
Al	1.93	1.95	1.92	1.94	1.89	1.93	1.92	1.91
Ti	-	-	-	0.01	-	0.01	0.01	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.36	2.30	2.34	2.09	2.01	2.03	2.04	2.05
Mn	0.17	0.17	0.20	0.33	0.42	0.47	0.43	0.44
Mg	0.29	0.28	0.28	0.18	0.11	0.07	0.08	0.09
Ca	0.29	0.35	0.31	0.50	0.57	0.56	0.53	0.54
Total	7.99	8.00	8.01	7.99	7.99	8.01	8.00	7.99

Alm	74.54	72.68	73.63	65.56	63.05	62.80	65.12	63.96
SpS	5.93	5.90	6.67	11.23	14.04	15.81	14.24	14.71
Prp	9.75	9.47	9.37	6.16	3.75	2.47	2.77	3.12
Grs	1.38	4.35	2.68	8.45	13.01	9.56	13.20	9.62
Adr	8.41	7.60	7.65	8.59	6.16	9.36	4.66	8.36
Uvr	-	-	-	-	-	-	-	0.22

Suite de la table 1.21.

	29G2.8	29G2.9	29G2.10	29G2.11	29G2.12	29G2.B2
SiO ₂	37.03	36.72	37.36	37.07	37.03	37.21
TiO ₂	0.04	0.12	-	-	0.03	-
Al ₂ O ₃	20.29	20.56	20.63	20.29	20.41	20.55
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.05	-	0.01
FeO	32.69	32.55	36.01	36.58	35.81	36.03
MnO	5.61	5.31	1.77	1.82	2.01	2.02
MgO	1.01	1.20	2.70	2.66	2.66	2.46
CaO	4.52	4.74	2.66	2.75	2.66	2.66
Total	101.20	101.19	101.13	101.23	100.62	100.96

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	2.98	2.95	2.98	2.96	2.97	2.98
Al	1.92	1.94	1.95	1.92	1.94	1.94
Ti	-	0.01	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.20	2.18	2.40	2.45	2.40	2.41
Mn	0.38	0.36	0.12	0.12	0.14	0.14
Mg	0.12	0.14	0.32	0.32	0.32	0.29
Ca	0.39	0.41	0.23	0.24	0.23	0.23
Total	7.99	7.99	8.00	8.01	7.97	7.99

Alm	70.05	69.12	77.59	77.79	77.01	77.89
Sps	12.82	12.22	4.01	4.05	4.60	4.60
Prp	4.06	4.86	10.77	10.42	10.70	9.85
Grs	7.36	6.19	3.09	-	1.88	2.99
Adr	5.71	7.61	4.53	7.59	5.81	4.64
Uvr	-	-	-	0.16	-	0.03

Table 2.1: mica blanc syn-D₁ de la zone à chlorite de la formation des Skhour.

	2Mu1.1
SiO ₂	48.13
TiO ₂	0.06
Al ₂ O ₃	32.72
Cr ₂ O ₃	0.11
FeO	3.42
MnO	0.02
MgO	1.42
CaO	-
Na ₂ O	0.38
K ₂ O	9.69
Total	95.95
(O=11)	
Si	3.19
Al ^{IV}	0.81
Al ^{VI}	1.75
Ti	-
Cr	0.01
Fe ²⁺	0.19
Mn	-
Mg	0.14
Ca	-
Na	0.05
K	0.82
Total	6.96
Par	4.46
Cel	20.85
Mus	73.98
Al _i	2.56
Mg/Fe	0.74
Na/Na+K	0.06
Σ (Fe+Mg)	0.33

Table 2.2: micas blancs syn-D₁ de la zone à biotite de la formation des Skhour.

	3Mu1.1	3Mu2.1	4Mu1.1	5Mu1.1
SiO ₂	46.70	46.07	47.54	46.46
TiO ₂	0.35	0.34	0.32	0.27
Al ₂ O ₃	32.05	32.68	32.39	33.78
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.06
FeO	3.24	3.40	3.22	1.53
MnO	-	-	-	-
MgO	1.03	0.95	1.13	0.62
CaO	-	-	0.04	0.03
Na ₂ O	0.40	0.61	0.47	0.82
K ₂ O	10.21	10.40	10.18	10.02
Total	93.98	94.45	95.30	93.58
(O=11)				
Si	3.13	3.18	3.18	3.14
Al	0.87	0.81	0.81	0.86
Al	1.75	1.74	1.74	1.84
Ti	0.02	0.02	0.02	0.01
Cr	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.19	0.18	0.18	0.09
Mn	-	-	-	-
Mg	0.10	0.11	0.11	0.06
Ca	-	-	-	-
Na	0.08	0.06	0.06	0.11
K	0.90	0.87	0.87	0.87
Total	7.04	6.98	0.98	6.97
Par	7.20	5.13	5.13	9.38
Cel	12.03	19.89	19.89	15.91
Mus	81.05	74.41	74.41	74.14
Al _i	2.62	2.56	2.56	2.69
Mg/Fe	0.74	0.61	0.61	0.67
Na/Na+K	0.08	0.07	0.07	0.11
Σ (Fe+Mg)	0.33	0.29	0.29	0.15

Table 2.3: micas blancs syn-D₁ de la zone à grenat de la formation des Skhour.

	9Mu1.1	9Mu2.1	9Mu3.1	10Mu1.1
SiO ₂	45.89	46.18	46.09	47.01
TiO ₂	0.27	0.27	0.25	0.38
Al ₂ O ₃	35.26	34.99	34.32	35.34
Cr ₂ O ₃	-	0.05	0.07	0.01
FeO	1.13	1.15	1.32	2.37
MnO	0.04	0.02	-	-
MgO	0.55	0.59	0.71	0.47
CaO	-	-	-	0.05
Na ₂ O	1.19	1.20	1.19	1.68
K ₂ O	9.16	9.42	9.34	8.95
Total	93.49	93.88	93.30	96.26

Cations calculés sur la base de 11 oxygènes

Si	3.09	3.10	3.12	3.09
Al ^{IV}	0.91	0.90	0.88	0.91
Al ^{VI}	1.89	1.87	1.85	1.83
Ti	0.01	0.01	0.01	0.02
Cr	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.06	0.06	0.07	0.13
Mn	-	-	-	-
Mg	0.06	0.06	0.07	0.05
Ca	-	-	-	-
Na	0.16	0.16	0.16	0.21
K	0.79	0.81	0.81	0.75
Total	6.97	6.97	6.98	6.99

Par	14.90	14.04	14.29	19.61
Cel	10.94	11.93	12.94	9.96
Mus	73.59	73.06	72.34	70.00

Al _i	2.80	2.77	2.74	2.74
Mg/Fe	1.00	1.00	1.00	0.38
Na/(Na+K)	0.16	0.16	0.16	0.22
Σ (Fe+Mg)	0.12	0.12	0.15	0.18

Table 2.4: micas blancs syn-D₁ de la zone à staurotite de la formation des Skhour.

	11Mu1.1	11Mu2.1	11Mu3.1
46.93	45.83	45.98	
0.29	0.40	0.27	
37.29	36.22	36.47	
-	-	-	
0.88	1.01	0.70	
0.04	-	0.05	
0.50	0.44	0.51	
-	0.05	-	
1.28	1.29	1.30	
8.78	0.17	9.00	
95.99	94.18	94.28	

(O=11)

3.06	3.06	3.06	
0.94	0.94	0.94	
1.93	1.91	1.92	
0.01	0.02	0.01	
-	-	-	
0.05	0.06	0.04	
-	-	-	
0.05	0.04	0.05	
-	-	-	
0.16	0.17	0.17	
0.73	0.76	0.76	
6.93	6.96	6.95	

15.99	16.32	16.32	
8.90	8.92	8.92	
73.96	73.90	73.90	

2.87	2.85	2.86	
1.00	0.67	1.25	
0.18	0.18	0.18	
0.10	0.10	0.09	

Table 2.5: micas blancs syn-D₂ de la zone à grenat (8Mu) et celle à staurotide (12Mu) de la formation des Skhour.

	8Mu1.1	12Mu1.1	12Mu2.1
SiO ₂	46.97	46.31	46.38
TiO ₂	0.29	0.31	0.23
Al ₂ O ₃	36.41	35.93	36.23
Cr ₂ O ₃	-	0.07	-
FeO	1.50	2.13	2.61
MnO	0.01	0.07	-
MgO	0.34	0.40	0.43
CaO	0.02	-	-
Na ₂ O	1.55	2.41	2.53
K ₂ O	8.80	7.63	7.05
Total	95.99	95.26	95.46
		(O=11)	
Si	3.08	3.06	3.06
Al ^{IV}	0.92	0.94	0.94
Al ^{VI}	1.90	1.86	1.87
Ti	0.01	0.02	0.01
Cr	-	-	-
Fe ²⁺	0.08	0.12	0.14
Mn	-	-	-
Mg	0.03	0.04	0.04
Ca	-	-	-
Na	0.20	0.31	0.32
K	0.74	0.64	0.59
Total	6.96	6.99	6.97
Par	19.01	30.22	32.16
Cel	9.93	6.97	7.95
Mus	70.34	62.38	59.31
Al _i	2.82	2.80	2.81
Mg/Fe	0.37	0.33	0.29
Na/Na+K	0.21	0.32	0.35
Σ (Fe+Mg)	0.11	0.16	0.18

Table 2.6: micas blancs syn-D₁ de la zone à chlorite de la formation de Jorf El Ahmar (Rehamna orientaux).

	14Mu1.1	15Mu1.1
SiO ₂	48.56	50.07
TiO ₂	0.41	0.28
Al ₂ O ₃	32.99	37.63
Cr ₂ O ₃	-	-
FeO	2.06	1.21
MnO	-	-
MgO	1.52	0.61
CaO	-	-
Na ₂ O	0.55	0.72
K ₂ O	9.80	7.91
Total	95.88	98.44
(O=11)		
Si	3.20	3.15
Al ^{IV}	0.80	0.85
Al ^{VI}	1.77	1.94
Ti	0.02	0.01
Cr	-	-
Fe	0.11	0.06
Mn	-	-
Mg	0.15	0.06
Ca	-	-
Na	0.07	0.09
K	0.82	0.64
Total	6.93	7.00
Par	5.83	8.85
Cel	23.69	23.28
Mus	69.19	64.87
Al _i	2.56	2.79
Mg/Fe	1.36	1.00
Na/Na+K	0.08	0.12
Σ (Fe+Mg)	0.	0.12
	26	

Table 2.7: micas blancs syn-D₂ de la zone à biotite des Rehanna orientaux.

	18Mu1.1	18Mu2.1	18Mu3.1	19Mu1.1	20Mu1.1	21Mu1.1	21Mu2.1	21Mu3.1
SiO ₂	47.10	46.68	46.41	50.06	46.81	47.62	47.99	47.23
TiO ₂	0.36	0.39	0.31	0.24	0.19	0.24	0.23	0.17
Al ₂ O ₃	34.72	35.26	35.63	36.28	37.07	36.88	37.27	36.53
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0.09	-
FeO	2.32	1.58	1.66	1.03	1.03	1.40	1.47	1.54
MnO	0.01	0.16	-	0.03	0.05	-	0.03	0.06
MgO	0.88	0.75	0.74	0.55	0.36	0.45	0.43	0.47
CaO	0.02	0.02	-	-	0.02	-	-	-
Na ₂ O	0.48	0.44	0.47	0.68	0.83	0.46	0.49	0.53
K ₂ O	10.16	10.04	9.59	7.42	8.67	9.16	8.53	9.63
Total	96.06	95.31	94.81	96.29	95.03	96.21	96.55	96.28
Cations calculés sur la base de 11 oxygènes								
Si	3.11	3.10	3.09	3.21	3.08	3.10	3.10	3.09
Al ^{IV}	0.89	0.90	0.91	0.79	0.92	0.90	0.90	0.91
Al ^{VI}	1.82	1.86	1.88	1.95	1.95	1.93	1.94	1.91
Ti	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.13	0.09	0.09	0.06	0.06	0.08	0.08	0.08
Mn	-	0.01	-	-	-	-	-	-
Mg	0.09	0.07	0.07	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.06	0.06	0.06	0.08	0.11	0.06	0.06	0.07
K	0.86	0.85	0.81	0.61	0.73	0.76	0.70	0.80
Total	6.98	6.96	6.93	6.76	6.90	6.88	6.83	6.92
Par	5.64	5.61	5.85	7.28	11.08	5.96	6.15	6.83
Cel	12.93	12.87	12.83	31.82	12.80	15.70	17.54	12.83
Mus	80.86	80.52	80.03	57.33	74.55	76.48	73.74	79.05
Al _i	2.71	2.76	2.79	2.74	2.87	2.83	2.84	2.82
Mg/Fe	0.69	0.78	0.78	0.83	0.67	0.50	0.50	0.62
Na/Na+K	0.07	0.06	0.07	0.12	0.13	0.07	0.08	0.08
Σ (Fe+Mg)	0.22	0.16	0.17	0.11	0.09	0.12	0.12	0.13

Table 2.8: micas blancs syn-D₂ de la zone à grenat des Rehanna orientaux.

	22Mu1.1	23Mu2.1	24Mu1.1	24Mu2.1	46Mu1.1	46Mu2.1	46Mu3.1
SiO ₂	46.77	46.90	45.77	45.76	46.87	46.94	45.77
TiO ₂	0.21	0.31	0.19	0.19	0.06	0.24	0.18
Al ₂ O ₃	36.16	36.48	35.37	34.90	36.74	36.98	34.53
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0.09	0.03
FeO	2.40	1.31	1.34	1.28	1.34	1.39	1.54
MnO	0.07	-	-	-	0.02	-	0.03
MgO	0.51	0.57	0.42	0.51	0.41	0.34	0.56
CaO	-	0.02	-	-	-	-	0.16
Na ₂ O	0.63	0.96	0.69	0.65	0.44	0.44	0.68
K ₂ O	10.13	9.50	10.02	9.93	9.78	9.60	9.63
Total	96.88	96.04	93.80	93.24	95.66	96.03	93.11
Cations calculés sur la base de 11 oxygènes							
Si	3.07	3.08	3.09	3.10	3.08	3.07	3.11
Al ^{IV}	0.93	0.92	0.91	0.90	0.92	0.93	0.89
Al ^{VI}	1.86	1.90	1.90	1.89	1.93	1.93	1.87
Ti	0.01	0.02	0.01	0.01	-	0.01	0.01
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.13	0.07	0.08	0.07	0.07	0.08	0.09
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.03	0.06
Ca	-	-	-	-	-	-	0.01
Na	0.08	0.12	0.09	0.09	0.06	0.06	0.09
K	0.85	0.79	0.86	0.86	0.82	0.80	0.83
Total	6.99	6.96	6.98	6.97	6.92	6.91	6.96
Par	7.89	11.51	8.49	8.29	5.86	6.05	8.25
Cel	7.98	10.91	9.96	11.93	11.86	10.84	13.88
Mus	83.85	76.73	81.12	79.20	81.13	81.68	77.01
Al _I	2.80	2.82	2.81	2.79	2.85	2.86	2.76
Mg/Fe	0.38	0.86	0.50	0.71	0.57	0.37	0.67
Na/(Na+K)	0.09	0.13	0.09	0.09	0.06	0.07	0.10
Σ (Fe+Mg)	0.18	0.13	0.12	0.12	0.11	0.11	0.14

Table 2.9: micas blancs syn-D₂ de la zone à staurotite des Rehamna orientaux.

	26Mu1.1	26Mu2.1	27Mu1.1	27Mu2.1	27Mu3.1	27Mu4.1	28Mu1.1	47Mu1.1	47Mu2.1	47Mu3.1
SiO ₂	48.65	47.35	45.58	45.85	46.63	48.26	45.80	48.02	46.48	47.68
TiO ₂	0.29	0.17	0.26	0.22	0.21	0.30	0.27	0.26	0.43	0.40
Al ₂ O ₃	37.74	38.32	35.61	36.65	36.45	37.54	35.41	36.76	36.72	36.32
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0.09	0.01	0.13
FeO	0.75	0.66	1.01	0.86	0.95	1.02	0.98	0.90	1.07	1.21
MnO	0.10	0.67	0.02	-	0.17	0.01	-	0.04	-	-
MgO	0.54	0.34	0.46	0.45	0.63	0.51	0.43	0.70	0.53	0.69
CaO	-	0.21	-	-	-	-	0.03	0.04	0.04	-
Na ₂ O	0.56	0.76	0.56	0.66	0.87	0.87	0.91	0.79	0.84	0.73
K ₂ O	9.44	10.08	10.11	10.46	9.84	9.75	9.89	9.79	9.23	9.54
Total	98.08	98.56	93.61	95.15	95.75	98.27	93.74	97.39	95.35	96.69
Cations calculés sur la base de 11 oxygènes										
Si	3.10	3.03	3.07	3.05	3.07	3.09	3.08	3.10	3.06	3.10
Al ^{IV}	0.90	0.97	0.92	0.95	0.93	0.91	0.91	0.90	0.94	0.90
Al ^{VI}	1.94	1.93	1.91	1.92	1.90	1.91	1.90	1.90	1.91	1.88
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01
Fe ²⁺	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.07
Mn	0.01	0.04	-	-	0.01	-	-	-	-	-
Mg	0.05	0.03	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04	0.07	0.05	0.07
Ca	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.07	0.09	0.07	0.09	0.11	0.11	0.12	0.10	0.11	0.09
K	0.77	0.82	0.87	0.89	0.83	0.80	0.85	0.81	0.78	0.79
Total	6.89	6.96	6.96	7.00	6.97	6.94	6.97	6.94	6.93	6.93
Par	6.79	8.97	6.66	8.72	10.46	10.41	11.07	9.36	10.86	8.58
Cel	15.70	6.90	8.94	4.99	8.94	11.88	9.94	12.87	9.87	13.80
Mus	75.65	82.70	83.69	86.15	79.88	76.70	78.42	76.76	77.98	76.20
Al _I	2.84	2.89	2.83	2.87	2.83	2.83	2.81	2.80	2.85	2.78
Mg/Fe	1.25	0.75	0.83	0.80	1.20	1.00	0.67	1.40	0.83	1.00
Na/Na+K	0.08	0.10	0.08	0.09	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.10
Σ (Fe+Mg)	0.09	0.07	0.10	0.09	0.11	0.10	0.10	0.12	0.11	0.13

Table 3.1: chlorite syn-D₁ de la zone à chlorite de la formation des Skhour.

	1Ch1.1	1Ch2.1
SiO ₂	23.43	24.94
TiO ₂	0.02	0.09
Al ₂ O ₃	22.67	21.55
FeO	33.22	25.64
MnO	0.09	0.42
MgO	9.06	14.39
CaO	-	-
Na ₂ O	-	-
K ₂ O	-	0.05
Total	88.49	87.08

(O=14)

Si	2.56	2.66
Al ^{IV}	1.44	1.34
Al ^{VI}	1.48	1.37
Ti	-	-
Fe ²⁺	3.03	3.03
Mn	0.01	0.01
Mg	1.47	1.47
Ca	-	-
Na	-	-
K	-	-
Total	9.99	9.88

Fe/Fe+Mg	0.67	0.67
Mg/Fe	0.48	0.48

Table 3.2: chlorites syn-D₁ de la zone à biotite de la formation des Skhour.

3Ch1.1	4Ch1.1	4Ch2.1	4Ch3.1
27.90	24.14	24.67	24.85
0.09	0.07	0.17	0.05
22.71	22.14	23.20	21.11
23.79	30.57	30.85	30.11
0.43	0.23	0.28	0.18
10.73	11.06	11.28	11.41
-	-	-	0.02
0.03	0.03	-	-
1.32	-	0.06	0.02
87.00	88.23	90.51	87.76
(O=14)			
2.93	2.34	2.59	2.69
1.07	1.66	1.41	1.31
1.74	1.83	1.46	1.38
0.01	0.01	0.01	-
2.09	2.47	2.71	2.72
0.04	0.02	0.02	0.02
1.68	1.59	1.76	1.84
-	-	-	-
0.01	0.01	-	-
0.18	-	0.01	-
9.75	9.93	9.97	9.96
0.55	0.61	0.61	0.60
0.80	0.64	0.65	0.68

Table 3.3: chlorites syn-D₁ de la zone à grenat de la formation des Skhour.

	6Ch11.1	9Ch1.1	9Ch12.1	9Ch13.1	10Ch11.1
SiO ₂	24.36	23.49	24.17	27.13	24.81
TiO ₂	0.09	0.08	0.08	0.13	0.10
Al ₂ O ₃	22.04	22.69	22.55	21.64	22.44
FeO	26.19	28.41	28.17	28.02	29.20
MnO	0.43	0.12	0.14	0.01	0.11
MgO	13.51	10.59	10.62	10.09	13.95
CaO	0.06	-	0.01	-	0.02
Na ₂ O	-	-	0.05	0.03	0.01
K ₂ O	0.05	-	0.02	0.04	-
Total	86.74	85.38	85.84	87.08	90.62

Cations calculés sur la base de 14 oxygènes				
Si	2.62	2.59	2.65	2.89
Al ^{IV}	1.38	1.41	1.35	1.11
Al ^{VI}	1.41	1.54	1.56	1.61
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	2.35	2.62	2.58	2.50
Mn	0.04	0.01	0.01	-
Mg	2.16	1.74	1.73	1.60
Ca	0.01	-	-	-
Na	-	-	0.01	0.01
K	0.01	-	-	0.01
Total	9.99	9.92	9.90	9.74
Fe/Fe+Mg	0.52	0.60	0.60	0.61
Mg/Fe	0.92	0.66	0.67	0.64
				0.85

Table 3.4: chlorites syn-D₂ de la zone à grenat et celle à staurotide (13Chl1.1) de la formation des Skhour.

	6Chl2.1	8Chl1.1	8Chl2.1	10Chl2.1	13Chl1.1
SiO ₂	24.22	25.57	24.22	24.69	25.12
TiO ₂	0.09	0.07	0.13	0.05	0.08
Al ₂ O ₃	22.31	21.10	21.78	22.20	22.82
FeO	25.53	29.29	30.32	30.04	28.58
MnO	0.28	0.09	0.17	0.08	0.13
MgO	14.37	9.71	10.18	13.40	14.65
CaO	-	0.26	0.08	-	0.01
Na ₂ O	0.07	0.05	0.01	-	-
K ₂ O	-	0.18	0.07	0.03	-
Total	86.85	86.32	86.97	90.50	91.39
(O=14)					
Si	2.59	2.80	2.65	2.58	2.58
Al ^{IV}	1.41	1.20	1.35	1.42	1.42
Al ^{VI}	1.40	1.52	1.46	1.32	1.34
Ti	0.01	0.01	0.01	-	0.01
Fe ²⁺	2.28	2.68	2.77	2.63	2.45
Mn	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01
Mg	2.29	1.58	1.66	2.09	2.24
Ca	-	0.03	0.01	-	-
Na	0.01	0.01	-	-	-
K	-	0.03	0.01	-	-
Total	10.02	9.87	9.94	10.05	10.05
Fe/Fe+Mg	0.50	0.63	0.62	0.56	0.52
Mg/Fe	1.00	0.60	0.60	0.79	0.91

Table 3.5: chlorites syn-D₁ de la zone à chlorite de la formation de Jorf El Ahmar.

	14Chl1.1	14Chl2.1	15Chl1.1	15Chl2.1
SiO ₂	25.14	24.52	25.02	32.08
TiO ₂	0.01	0.06	0.06	0.09
Al ₂ O ₃	22.81	23.64	25.02	26.24
FeO	27.77	29.04	28.07	19.22
MnO	1.19	1.34	0.32	0.28
MgO	10.11	10.77	10.29	6.14
CaO	0.05	0.01	0.01	0.04
Na ₂ O	-	-	0.01	0.17
K ₂ O	0.08	0.03	0.09	2.46
Total	87.16	89.41	88.90	86.72

Cations calculés sur la base de 14 oxygènes

Si	2.71	2.59	2.62	3.26
Al ^{IV}	1.29	1.41	1.38	0.74
Al ^{VI}	1.61	1.54	1.71	2.40
Ti	-	-	-	0.01
Fe ²⁺	2.50	2.57	2.46	1.63
Mn	0.11	0.12	0.03	0.02
Mg	1.62	1.70	1.61	0.93
CaO	0.01	-	-	-
Na	-	-	-	0.03
K	0.01	-	0.01	0.32
Total	9.86	9.93	9.82	9.34
Fe/Fe+Mg	0.61	0.60	0.60	0.64
Mg/Fe	0.65	0.66	0.65	0.57

Table 3.6: chlorites syn-D₁ de la zone à biotite de la formation de Jorf El Ahmar.

	30Chl1.1	30Chl2.1
SiO ₂	24.89	23.62
TiO ₂	0.03	0.08
Al ₂ O ₃	22.18	22.35
FeO	29.00	31.90
MnO	0.32	0.42
MgO	10.24	10.22
CaO	0.08	0.03
Na ₂ O	0.04	0.05
K ₂ O	0.47	0.09
Total	87.23	88.76

(O=14)

Si	2.70	2.56
Al ^{IV}	1.30	1.44
Al ^{VI}	1.53	1.41
Ti	-	0.01
Fe ³⁺	2.63	2.89
Mn	0.03	0.04
Mg	1.65	1.65
Ca	0.01	-
Na	0.01	0.01
K	0.06	0.01
Total	9.92	10.02
Fe/Fe+Mg	0.61	0.64
Mg/Fe	0.63	0.57

Table 3.7: chlorites syn-D₁ de la zone à grenat de la formation de Jorf El Ahmar.

	48Chl1.1	48Chl2.1
	28.75	24.38
	0.03	0.07
	22.12	23.36
	26.29	28.83
	0.16	0.30
	11.24	11.36
	0.04	0.03
	0.04	-
	0.08	-
	88.75	88.33

(O=14)

	2.97	2.60
	1.03	1.40
	1.66	1.53
	-	0.01
	2.27	2.57
	0.01	0.03
	1.73	1.80
	-	-
	0.01	-
	0.01	-
	9.70	9.94
	0.57	0.59
	0.76	0.70

Table 3.8: chlorites syn-D₂ de la zone à biotite des Rehanna orientaux.

	19Ch11.1	19Ch12.1	31Ch11.1	31Ch12.1	31Ch13.1
SiO ₂	24.66	25.89	23.84	25.97	23.99
TiO ₂	0.04	0.05	0.08	0.09	0.02
Al ₂ O ₃	24.20	24.08	22.49	22.04	22.68
FeO	28.16	27.64	31.80	29.14	31.79
MnO	0.39	0.32	0.47	0.42	0.37
MgO	10.73	10.66	9.39	9.48	9.97
CaO	-	-	0.02	0.09	0.01
Na ₂ O	-	0.04	-	0.03	0.04
K ₂ O	0.02	0.04	0.05	0.18	0.10
Total	88.21	88.72	88.14	87.45	88.98
Cations calculés sur la base de 14 oxygènes					
Si	2.61	2.71	2.60	2.79	2.58
Al ^{IV}	1.39	1.29	1.40	1.21	1.42
Al ^{VI}	1.63	1.68	1.49	1.59	1.46
Ti	-	-	0.01	0.01	-
Fe ²⁺	2.50	2.42	2.89	2.62	2.86
Mn	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03
Mg	1.70	1.66	1.52	1.52	1.60
Ca	-	-	-	0.01	-
Na	-	0.01	-	0.01	0.01
K	-	0.01	0.01	0.02	0.01
Total	9.87	9.81	9.96	9.82	9.97
Fe/Fe+Mg	0.59	0.59	0.65	0.63	0.64
Mg/Fe	0.68	0.69	0.53	0.58	0.56

Table 3.9: chlorites syn-D₂ de la zone à grenat des Rehanna orientaux.

	22Chl.1.1	23Chl.1	24Chl.1	24Ch2.1	24Chl3.1
SiO ₂	25.98	24.54	24.53	23.51	27.63
TiO ₂	0.08	0.01	0.09	0.04	0.09
Al ₂ O ₃	23.01	23.18	21.88	22.60	20.96
FeO	29.18	29.79	29.45	31.01	29.11
MnO	0.15	0.12	0.30	0.38	0.37
MgO	10.18	10.17	10.31	9.85	10.13
CaO	-	0.03	0.02	0.01	0.03
Na ₂ O	-	0.02	0.02	0.03	-
K ₂ O	0.01	0.10	0.28	0.11	0.10
Total	88.59	87.95	86.88	87.54	88.43

Cations calculés sur la base de 14 oxygènes

Si	2.75	2.64	2.68	2.57	2.92
Al ^{IV}	1.25	1.36	1.32	1.43	1.08
Al ^{VI}	1.62	1.57	1.59	1.48	1.53
Ti	0.01	-	0.01	-	0.01
Fe ²⁺	2.58	2.68	2.69	2.83	2.58
Mn	0.01	0.01	0.03	0.04	0.03
Mg	1.60	1.63	1.68	1.60	1.60
Ca	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	0.01	-
K	-	0.01	0.04	0.02	0.01
Total	9.82	9.90	10.04	9.98	9.76
Fe/Fe+Mg	0.62	0.62	0.62	0.64	0.62
Mg/Fe	0.62	0.61	0.62	0.56	0.62

Table 4.1: biotites syn-D₁ de la zone à biotite de la formation des Skhour.

	5Bio1.1	5Bio2.1	5Bio3.1
SiO ₂	37.57	38.94	38.38
TiO ₂	2.02	1.57	1.68
Al ₂ O ₃	18.49	18.16	17.89
FeO	22.68	19.26	19.41
MnO	0.09	0.06	0.08
MgO	6.92	6.95	7.19
CaO	0.09	0.13	0.25
Na ₂ O	0.08	0.05	0.07
K ₂ O	9.06	8.04	7.89
Total	96.99	93.17	92.86
(O=11)			
Si	2.82	2.94	2.92
Al ^{IV}	1.18	1.06	1.07
Al ^{VI}	0.45	0.56	0.53
Ti	0.11	0.09	0.10
Fe ²⁺	1.42	1.22	1.24
Mn	0.01	-	0.01
Mg	0.77	0.78	0.82
Ca	0.01	0.01	0.02
Na	0.01	0.01	0.01
K	0.87	0.78	0.77
Total	7.65	7.45	7.50
Ti-Bio	11.39	8.92	9.63
Talc-Minn	11.46	20.69	20.22
Mus	9.85	20.26	17.21
East-Sid	25.39	15.57	18.74
Wones	1.16	0.73	1.03
Flog-Ann	40.75	33.82	33.16
Fe/Fe+Mg	0.65	0.61	0.60
Mg/Fe	0.54	0.64	0.66

Table 4.2: biotites syn-D₁ de la zone à grenat (9Bio.) et à staurotide (13Bio.) de la formation des Skhour.

13Bio1.1.	9Bio1.1	9Bio2.1	9Bio3.1	9Bio4.1
35.15	35.81	36.54	35.43	35.78
1.42	1.67	1.58	1.61	1.70
16.86	18.38	18.53	18.45	18.63
22.66	21.01	20.45	21.47	19.87
0.06	0.04	0.07	0.05	0.02
8.39	7.77	7.87	8.22	7.65
0.07	0.13	0.12	0.17	0.05
0.01	0.03	0.08	0.04	0.09
8.67	8.26	7.78	7.51	8.37
93.29	93.09	93.03	93.00	92.17
(O=11)				
2.77	2.78	2.81	2.76	1.79
1.23	1.22	1.19	1.24	1.21
0.34	0.47	0.50	0.45	0.50
0.08	0.10	0.09	0.09	0.10
1.49	1.37	1.32	1.39	1.30
-	-	-	-	-
0.99	0.90	0.90	0.95	0.89
0.01	0.01	0.01	0.01	-
-	-	0.01	0.01	0.01
0.87	0.82	0.76	0.75	0.83
7.78	7.66	7.59	7.65	7.63
8.43	9.76	9.15	9.43	9.96
11.97	16.58	21.37	23.38	14.99
0.06	5.61	7.20	-	9.23
34.11	35.42	35.25	45.19	31.59
0.15	0.45	1.19	0.60	1.36
45.28	32.18	25.83	21.40	32.86
0.60	0.60	0.59	0.59	0.59
0.66	0.66	0.68	0.68	0.68

Table 4.3: biotites syn-D₂ de la zone à staurotide des Rehanna orientaux.

	26Bio1.1	26Bio2.1	26Bio3.1	26Bio4.1	26Bio5.1	26Bio6.1	26Bio7.1	26Bio8.1
SiO ₂	35.29	35.70	35.03	34.92	34.87	35.67	34.38	35.24
TiO ₂	1.67	1.55	1.85	1.90	1.87	1.30	1.70	1.74
Al ₂ O ₃	17.79	18.50	19.22	19.16	19.61	17.14	18.33	18.60
FeO	19.84	21.95	21.01	20.48	21.12	20.02	21.58	20.75
MnO	0.24	0.43	0.23	0.35	0.29	0.40	0.27	0.38
MgO	9.41	8.65	8.70	8.67	8.33	9.61	8.44	8.31
CaO	0.14	-	-	-	-	0.07	-	-
Na ₂ O	0.05	0.10	0.11	0.06	0.11	0.06	0.03	0.05
K ₂ O	8.86	9.75	10.02	10.00	9.66	9.42	9.71	9.82
Total	93.29	96.64	96.18	95.55	95.87	93.70	94.45	94.89
Cations calculés sur la base de 11 oxygènes								
Si	2.74	2.72	2.67	2.68	2.66	2.77	2.68	2.72
Al ^{IV}	1.26	1.28	1.33	1.32	1.33	1.22	1.32	1.28
Al ^{VI}	0.37	0.38	0.39	0.41	0.43	0.35	0.37	0.41
Ti	0.10	0.09	0.11	0.11	0.11	0.08	0.10	0.10
Fe ²⁺	1.29	1.39	1.34	1.31	1.35	1.31	1.41	1.34
Mn	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Mg	1.09	0.98	0.99	0.99	0.95	1.11	0.98	0.95
Ca	0.01	-	-	-	-	0.01	-	-
Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	-	0.01
K	0.88	0.95	0.97	0.98	0.94	0.93	0.97	0.97
Total	7.77	7.83	7.84	7.83	7.82	7.82	7.85	7.80
Ti-Bio	9.76	8.87	10.60	10.95	10.75	7.60	9.98	10.09
Talc-Minn	10.20	3.87	0.98	1.35	4.21	5.03	2.82	2.70
Mus	2.12	3.40	3.92	4.18	3.20	4.71	1.68	6.16
East-Sid	33.16	30.81	31.68	32.32	36.66	25.19	33.81	28.27
Wones	0.75	1.48	1.63	0.89	1.63	0.90	0.45	0.75
Flog-Ann	44.00	51.57	51.19	50.32	43.55	56.55	51.26	52.04
Fe/Fe+Mg	0.54	0.59	0.57	0.60	0.59	0.54	0.60	0.58
Mg/Fe	0.84	0.70	0.74	0.76	0.70	0.85	0.69	0.71

Table 5.1: staurotides syn-D₁ de la zone à staurotide de la formation des Skhour.

	11St1.B1	11St1.C
SiO ₂	28.49	28.34
TiO ₂	0.48	0.66
Al ₂ O ₃	54.79	54.46
FeO	12.32	13.37
MnO	0.02	0.11
MgO	1.00	1.55
CaO	-	0.03
Na ₂ O	-	-
K ₂ O	-	-
Total	97.10	98.51
(O=48)		
Si	7.82	7.82
Al ^{IV}	0.18	0.18
Al ^{VI}	17.53	17.53
Ti	0.09	0.13
Fe ²⁺	2.82	3.08
Mn	-	0.03
Mg	0.41	0.64
Ca	-	0.01
Na	-	-
K	-	-
Total	28.85	29.42
Mg/Mg+Fe	0.13	0.17
Mg/Fe	0.14	0.21

Table 5.2: staurotides syn-D₂ de la zone à staurotide de la formation des Skhour.

	12St1.B1	12St1.C	12St1.B2	
SiO ₂	28.47	28.44	27.86	
TiO ₂	0.38	0.54	0.51	
Al ₂ O ₃	54.26	53.92	54.23	
FeO	14.59	14.79	15.12	
MnO	0.16	0.21	0.21	
MgO	0.82	0.95	0.90	
CaO	-	-	-	
Na ₂ O	-	0.02	0.04	
K ₂ O	-	-	0.02	
Total	98.67	98.88	98.89	

	(O=48)
Si	7.86
Al ^{IV}	0.14
Al ^{VI}	17.53
Ti	0.08
Fe ²⁺	3.37
Mn	0.04
Mg	0.34
Ca	-
Na	-
K	-
Total	29.36
Mg/Mg+Fe	0.09
Mg/Fe	0.14

Table 5.3: staurotides syn-D₂ de la zone à staurotide des Rehanna orientaux.

	26St1.B	26St1.C	27St1.1	28St1.1	28St2.B	28St2.C	28St3.B	28St3.C
26St1.B	26.70	27.61	29.05	26.10	27.66	27.57	28.23	27.82
	0.35	0.31	0.67	0.41	0.51	0.56	0.52	0.52
56.39	56.00	56.07	55.37	53.77	53.76	53.76	54.70	54.00
11.35	12.15	11.77	14.06	13.90	13.66	13.66	13.37	13.86
0.31	0.27	0.36	0.32	0.07	0.24	0.06	0.06	0.08
1.02	0.91	0.71	1.27	1.49	1.58	0.88	1.58	1.58
	0.04	-	-	-	-	-	-	0.02
	-	-	-	0.01	-	0.02	-	0.03
0.03	-	0.01	-	-	0.01	-	-	-
96.17	97.31	98.63	97.55	97.40	97.39	97.85	97.91	

	(O=48)
7.31	7.53
0.69	0.47
17.52	17.53
0.07	0.07
2.60	2.77
0.07	0.07
0.41	0.37
-	0.01
-	-
0.01	-
28.68	28.82
0.14	0.12
0.16	0.13

	(O=48)
7.80	7.75
0.20	0.25
17.53	17.52
0.13	0.11
2.64	3.26
0.08	0.02
0.28	0.63
-	-
-	-
-	0.01
-	-
28.66	29.54
0.10	0.14
0.11	0.16

	(O=48)
7.74	7.75
0.26	0.25
17.53	17.52
0.11	0.11
3.20	3.26
0.06	0.02
0.66	0.63
-	-
-	-
-	0.01
-	-
29.58	29.55
0.17	0.16
0.21	0.19

	(O=48)
7.78	7.78
0.22	0.22
17.53	17.53
0.10	0.10
3.08	3.08
0.01	0.01
0.36	0.36
-	-
-	-
-	0.01
-	-
29.09	29.58
0.10	0.10
0.12	0.12

Analyses chimiques des plagioclases de la formation des Skhour.

Table 6.1: plagioclases des assemblages métamorphiques à biotite syn-D₁.

	4Pg1.1	4Pg2.1	5Pg1.1
SiO ₂	68.46	68.52	68.66
TiO ₂	-	-	0.02
Al ₂ O ₃	20.01	19.82	19.53
FeO	0.05	0.11	0.18
MnO	-	0.06	-
MgO	-	0.01	-
CaO	0.32	0.29	0.19
Na ₂ O	11.24	11.51	11.86
K ₂ O	0.03	0.07	0.05
Total	100.11	100.41	100.50

Cations calculés sur la base de 8 oxygènes

Si	4.10	4.10	4.11
Al	1.41	1.40	1.38
Ti	-	-	-
Fe ²⁺	-	0.01	0.01
Mn	-	-	-
Mg	-	-	-
Ca	0.02	0.02	0.01
Na	1.31	1.34	1.38
K	-	0.01	-
Total	6.84	6.88	6.89
Ab	98.28	98.17	98.85
An	1.55	1.43	0.87
Or	0.17	0.39	0.27

Table 6.2: plagioclases des assemblages à grenat syn-D₁ (7Pg.) et syn-D₂ (8Pg.).

	8Pg1.1	7Pg1.1	7Pg2.1
SiO ₂	63.20	66.34	67.57
TiO ₂	-	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	22.20	21.33	21.03
FeO	-	-	0.14
MnO	-	-	0.06
MgO	-	0.01	0.01
CaO	2.80	2.53	2.02
Na ₂ O	8.50	10.23	10.81
K ₂ O	0.01	0.09	0.05
Total	96.71	100.58	101.71

(O = 8)

Si	2.86	2.90	4.01
Al	1.18	1.10	1.47
Ti	-	-	-
Fe ²⁺	-	-	0.01
Mn	-	-	-
Mg	-	-	-
Ca	0.14	0.12	0.13
Na	0.75	0.87	1.24
K	-	0.01	-
Total	4.93	5.00	6.86
Ab	84.54	87.47	90.33
An	15.39	12.02	9.39
Or	0.06	0.51	0.27

Table 6.3: plagioclases des assemblages à staurotide syn-D₁ (11Pg.) et syn-D₂ (12Pg.).

	11Pg1.1	12Pg1.1
SiO ₂	62.50	63.88
TiO ₂	-	0.03
Al ₂ O ₃	19.07	22.05
FeO	-	0.05
MnO	-	-
MgO	-	-
CaO	4.00	3.26
Na ₂ O	9.41	11.24
K ₂ O	-	0.03
Total	94.98	100.1

(O = 8)

Si	2.90	2.83
Al	1.04	1.15
Ti	-	-
Fe ²⁺	-	-
Mn	-	-
Mg	-	-
Ca	0.20	0.15
Na	0.85	0.93
K	-	-
Total	4.99	5.06
Ab	80.98	85.57
An	19.02	14.27
Or	-	0.16

Table 7.1: oxyde de Fe-Ti syn-D₁ de la zone à chlorite de la formation des Skhour.

	1Il1.1
SiO ₂	3.02
TiO ₂	68.67
Al ₂ O ₃	3.04
FeO	21.43
MnO	0.41
MgO	0.05
Total	96.51
(Cations = 2)	
Si	0.08
Al	0.09
Ti	1.35
Fe ³⁺	-
Fe ²⁺	0.47
Mn	0.01
Mg	-
Total	2.00
FeAlO ₃	6.15
FeSiO ₃	5.18
Pirophanite	0.60
Geikialite	0.13
Ilménite	19.43
Hématite	-
Rutile	68.51

Table 7.2: oxydes de Fe-Ti syn-D₁ de la zone à biotite de la formation des Skhour.

	3Il1.1	4Il1.1	4Il2.1	5Il1.1	5Il2.1
	1.57	0.48	0.13	-	0.81
	58.97	54.02	57.66	56.56	53.17
	1.36	0.04	0.03	-	-
	32.95	41.36	39.45	47.06	43.43
	0.98	6.14	3.88	1.65	1.51
	0.14	0.07	0.01	0.03	-
	95.80	101.96	101.06	105.30	98.92
(Cations = 2)					
	0.04	0.01	-	-	0.02
	0.04	-	-	-	-
	1.17	1.00	1.09	1.02	1.02
	-	-	-	-	-
	0.72	0.85	0.83	0.94	0.93
	0.02	0.13	0.08	0.03	0.03
	0.01	-	-	-	-
	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00
	3.37	0.11	0.08	-	-
	3.30	1.17	0.30	-	1.99
	1.75	12.64	7.55	3.29	3.14
	0.44	0.25	0.03	0.11	-
	51.31	82.77	75.41	92.53	87.04
	-	-	-	-	-
	39.83	3.06	16.62	4.08	7.84

Table 7.3: oxyde de Fe-Ti inclu dans un grenat de la formation des Skhour.

	10I11.1
SiO ₂	0.08
TiO ₂	49.50
Al ₂ O ₃	0.04
FeO	45.54
MnO	4.23
MgO	0.01
Total	99.29

	(Cations = 2)
Si	-
Al	-
Ti	0.94
Fe ³⁺	0.11
Fe ²⁺	0.85
Mn	0.09
Mg	-
Total	1.99

FeAlO ₃	0.12
FeSiO ₃	0.20
Pirophanite	9.07
Geikialite	0.04
Ilménite	85.10
Hématite	5.48
Rutile	-

Table 7.4: oxydes de Fe-Ti syn-D₁ de la zone à grenat de la formation des Skhour.

6I11.1	7I11.1	9I11.1	9I12.1
0.10	0.11	0.18	0.04
54.88	48.78	53.45	53.34
-	0.01	0.02	-
41.62	43.03	44.44	44.90
4.16	3.62	0.77	0.61
-	-	0.09	0.02
100.76	95.55	98.81	98.92

(Cations = 2)

-	-	-	-
-	-	-	-
1.04	0.97	1.03	1.03
-	0.06	-	-
0.87	0.89	0.95	0.96
0.09	0.08	0.02	0.01
-	-	-	-
2.00	2.00	2.00	2.00

-	0.03	0.06	-
0.24	0.29	0.45	0.10
8.52	8.08	1.61	1.29
-	-	0.33	0.07
83.89	88.63	91.49	93.42
-	2.96	-	-
7.35	-	6.06	5.12

Table 7.5: oxyde de Fe-Ti syn-D₁ de la zone à staurotide de la formation des Skhour.

	11I11.1	11I12.1
SiO ₂	0.18	2.30
TiO ₂	53.50	51.35
Al ₂ O ₃	0.04	0.25
FeO	45.27	44.16
MnO	0.35	0.32
MgO	0.06	-
Total	99.32	98.31

	(Cations = 2)	
Si	-	0.06
Al	-	0.01
Ti	1.02	0.98
Fe ³⁺	-	-
Fe ²⁺	0.96	0.94
Mn	0.01	0.01
Mg	-	-
Total	1.99	2.00
FeAlO ₃	0.12	0.72
FeSiO ₃	0.44	5.58
Pirophanite	0.73	0.66
Geikialite	0.22	-
Ilménite	93.01	83.32
Hématite	-	-
Rutile	5.48	9.73

Table 7.6: oxydes de Fe-Ti syn-D₂ de la zone à biotite des
Rehamna orientaux.

	19I11.1	19I12.1
SiO ₂	3.43	5.20
TiO ₂	82.49	82.03
Al ₂ O ₃	2.28	1.49
FeO	7.41	9.08
MnO	-	-
MgO	0.10	0.13
Total	95.42	97.69

(Cations = 2)

Si	0.09	0.14
Al	0.07	0.05
Ti	1.67	1.61
Fe ³⁺	-	-
Fe ²⁺	0.17	0.20
Mn	-	-
Mg	-	0.01
Total	2.00	2.01

FeAlO ₃	3.94	2.56
FeSiO ₃	5.03	7.57
Pirophanite	-	-
Geikialite	0.22	0.28
Ilménite	0.12	0.93
Hématite	-	-
Rutile	90.69	88.66

Table 7.7: oxydes de Fe-Ti syn-D₂ de la zone à grenat de la formation des Skhour (8II.) et des Rehanna orientaux.

	8II1.1	22II1.1	22II2.1	23II1.1	24II1.1	48II1.1	48II2.1	48II3.1
SiO ₂	0.06	0.21	0.19	0.37	1.07	0.98	4.73	3.83
TiO ₂	56.89	53.00	52.88	56.24	54.76	62.89	59.47	62.81
Al ₂ O ₃	-	-	-	0.10	0.76	0.68	0.71	1.65
FeO	38.71	44.97	44.52	34.00	36.64	26.94	28.74	24.62
MnO	0.65	1.56	1.60	2.46	4.41	2.84	0.20	0.56
MgO	0.01	-	0.24	-	0.11	0.03	0.12	0.03
Total	99.61	99.74	99.19	93.18	97.52	94.09	93.62	93.01
(Cations = 2)								
Si	-	0.01	-	0.01	0.03	0.03	0.13	0.10
Al	-	-	-	-	0.02	0.02	0.02	0.05
Ti	1.09	1.01	1.01	1.15	1.06	1.28	1.20	1.27
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.82	0.95	0.94	0.78	0.79	0.61	0.64	0.56
Mn	0.08	0.03	0.03	0.06	0.10	0.06	-	0.01
Mg	-	-	0.01	-	-	-	-	-
Total	1.99	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	1.99	1.99
FeAlO ₃	-	-	-	0.28	2.08	1.63	1.66	3.67
FeSiO ₃	0.14	0.52	0.48	0.86	2.48	2.00	9.41	7.22
Pirophanite	7.71	3.30	3.39	4.87	8.66	4.90	0.34	0.89
Geikialite	0.17	-	0.90	-	0.38	0.09	0.36	0.08
Ilménite	75.42	93.34	92.70	65.32	66.46	42.28	36.72	27.95
Hématite	-	-	-	-	-	-	-	-
Rutile	16.55	2.84	2.54	28.67	19.95	49.10	51.51	60.18

Table 8.1: rutiles syn-D₁ de la zone à chlorite (2Ru) et celle à grenat (10Ru) de la formation des Skhour.

	2Ru1.1	10Ru1.1
SiO ₂	0.01	-
TiO ₂	99.65	102.80
Al ₂ O ₃	0.07	-
FeO	0.73	-
MnO	-	-
MgO	-	-
CaO	-	-
Total	100.48	102.80

(O = 24)

Si	-	-
Al	0.01	-
Ti	11.94	11.90
Fe ²⁺	0.10	-
Mn	-	-
Mg	-	-
Ca	-	-
Total	12.05	11.90

Table 8.2: rutiles syn-D₂ de la zone à biotite (19Ru), la zone à grenat (24 Ru est inclu dans un grenat) et celle à staurotide (26Ru) des Re-hamna orientaux.

	19Ru1.1	24Ru1.1	26Ru1.1	26Ru2.1
	0.59	2.14	0.53	0.29
	93.08	90.73	92.16	94.00
	0.71	1.57	2.51	0.13
	5.10	2.69	0.43	1.82
	-	0.16	0.08	-
	0.02	0.11	0.05	0.02
	0.08	0.20	0.43	0.02
	99.48	97.29	95.71	96.29

(O=24)

	0.10	0.35	0.09	0.05
	0.14	0.30	0.49	0.03
	11.44	11.19	11.47	11.80
	0.70	0.37	0.06	0.25
	-	0.02	0.01	-
	-	0.03	0.01	-
	0.01	0.04	0.08	-
Total	12.39	12.30	12.21	12.13

**Analyses chimiques des phases minéralogiques des metabasites de
Lalla Tittaf et de Ouled Abdellah**

Table 9.1: grenats syn-D₂ des métabasites de Lalla Tittaf (Rehamna orientaux).

	34G1.B1	34G1.1	34G1.2	34G1.3	34G1.4	34G1.5	34G1.6	34G1.C
SiO ₂	39.09	38.94	38.94	37.32	38.17	37.77	37.52	37.30
TiO ₂	0.08	0.09	0.11	0.07	0.06	0.07	0.23	0.20
Al ₂ O ₃	22.15	22.14	22.16	21.90	21.67	21.61	21.47	21.19
FeO	17.26	16.39	17.22	18.56	22.03	22.87	21.96	21.70
MnO	9.76	10.09	10.39	12.44	11.30	11.17	12.23	12.93
MgO	0.82	0.94	1.29	1.23	1.58	1.43	1.39	1.28
CaO	12.39	13.75	12.75	8.60	7.40	7.01	6.54	5.79
Total	101.55	102.33	102.86	100.11	102.21	101.94	101.33	100.39
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes								
Si	3.05	3.01	3.00	2.98	2.99	2.98	2.98	2.99
Al	2.09	2.03	2.01	2.06	2.01	2.00	2.01	2.01
Ti	-	0.01	0.01	-	-	-	0.01	0.01
Fe ²⁺	1.13	1.06	1.11	1.24	1.45	1.50	1.46	1.46
Mn	0.65	0.66	0.68	0.84	0.75	0.75	0.82	0.88
Mg	0.10	0.11	0.15	0.15	0.18	0.17	0.16	0.15
Ca	1.04	1.14	1.05	0.74	0.62	0.59	0.56	0.50
Total	8.06	8.02	8.01	8.01	8.00	7.99	8.00	8.00
Alm	38.80	35.71	37.13	41.83	48.04	49.49	48.43	48.77
Sps	22.22	22.26	22.69	28.40	25.05	25.02	27.48	29.43
Prp	3.29	3.65	4.96	4.94	6.16	5.63	5.50	5.13
Grs	35.45	38.11	34.90	24.62	20.32	18.03	17.46	16.07
Adr	0.24	0.26	0.32	0.21	0.43	1.83	0.13	0.61

Suite de la table 9.1.

	34G1.8	34G1.9	34G1.10	34G1.11	34G1.12	34G1.13	34G1.B2
SiO ₂	38.14	37.79	37.92	37.30	38.69	38.68	37.53
TiO ₂	0.21	0.17	0.12	0.09	0.09	0.03	0.06
Al ₂ O ₃	21.51	21.51	21.59	21.09	21.62	22.02	21.76
FeO	21.82	22.45	23.82	19.57	16.08	16.18	19.40
MnO	11.98	10.74	10.27	11.84	10.47	10.75	11.83
MgO	1.40	1.42	1.66	1.47	1.17	1.23	1.36
CaO	6.43	7.03	6.87	9.34	11.97	12.81	8.85
Total	101.49	101.10	102.27	100.70	100.10	101.70	100.80
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes							
Si	3.02	3.00	2.98	2.96	3.06	3.01	2.97
Al	2.03	2.01	1.99	1.97	2.08	2.03	2.04
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-
Fe ²⁺	1.45	1.49	1.56	1.30	1.06	1.05	1.28
Mn	0.80	0.72	0.68	0.80	0.70	0.71	0.79
Mg	0.17	0.17	0.19	0.17	0.14	0.14	0.16
Ca	0.55	0.60	0.58	0.79	1.01	1.07	0.75
Total	8.03	8.00	7.99	8.00	8.06	8.01	7.99
Alm	48.83	50.04	51.24	40.52	36.46	35.43	42.70
Sps	27.15	24.25	22.89	26.84	24.04	23.84	26.67
Prp	5.58	5.64	6.51	5.86	4.73	4.80	5.39
Grs	17.80	19.56	17.25	21.59	34.50	35.85	24.34
Adr	0.63	0.51	2.11	5.20	0.28	0.09	0.90

Table 9.2: suite.

	34G2.B1	34G2.1	34G2.2	34G2.3	34G2.4	34G2.C	34G2.6	34G2.7	34G2.8	34G2.9	34G2.B2
SiO ₂	38.87	38.74	38.38	37.73	37.93	37.62	38.13	37.96	39.17	38.30	37.47
TiO ₂	0.04	0.26	0.12	0.09	0.18	0.18	0.24	0.17	0.16	0.11	0.24
Al ₂ O ₃	22.41	22.03	21.61	21.23	21.67	21.62	21.55	21.42	21.92	21.56	21.40
FeO	18.98	16.52	19.60	23.39	23.00	22.10	23.24	23.28	16.65	18.83	17.99
MnO	9.32	10.05	12.49	10.04	10.79	10.57	9.96	9.94	10.53	10.25	10.67
MgO	0.98	1.24	1.36	2.00	1.60	1.39	1.64	1.62	1.17	1.31	1.22
CaO	10.90	12.97	8.36	6.96	7.00	6.17	6.87	7.19	12.87	11.20	11.15
Total	101.50	101.82	101.93	101.42	102.16	99.65	101.63	101.58	102.45	101.56	100.14
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes											
Si	3.04	3.01	3.01	2.98	2.98	3.03	3.01	3.00	3.03	3.00	2.98
Al	2.11	2.03	2.01	1.97	2.00	2.08	2.01	1.99	2.02	1.99	0.01
Ti	-	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	2.00
Fe ²⁺	1.24	1.07	1.29	1.54	1.52	1.49	1.53	1.54	1.08	1.23	1.20
Mn	0.62	0.66	0.83	0.67	0.72	0.72	0.67	0.66	0.69	0.68	0.72
Mg	0.11	0.14	0.16	0.24	0.19	0.17	0.19	0.19	0.13	0.15	0.14
Ca	0.91	1.08	0.70	0.59	0.59	0.53	0.58	0.61	1.07	0.94	0.95
Total	8.03	8.01	8.01	8.01	8.01	8.03	8.00	8.00	8.03	8.00	8.00
Alm	43.01	36.29	43.19	49.88	50.02	51.17	51.58	51.23	36.28	41.03	39.43
Sps	21.39	22.36	27.87	22.50	24.01	24.79	22.39	22.15	23.24	22.62	24.01
Prp	3.96	4.85	5.34	7.89	6.26	5.74	6.49	6.35	4.54	5.09	4.83
Grs	31.52	35.73	23.24	16.66	18.40	17.74	18.82	19.77	35.46	30.94	30.22
Adr	0.12	0.77	0.36	3.07	1.30	0.56	0.72	0.50	0.47	0.33	1.51

Table 9.3: suite.

	35G1.B1	35G1.1	35G1.2	35G1.3	35G1.4	35G1.C	35G1.6	35G1.7	35G1.8	35G1.9	35G1.10	35G1.B2
SiO ₂	36.78	37.73	37.68	37.57	37.87	38.40	38.37	38.48	38.45	38.88	38.94	41.27
TiO ₂	0.01	0.08	0.08	0.15	0.18	0.18	0.19	0.22	0.14	0.14	0.14	-
Al ₂ O ₃	21.23	21.06	21.43	21.40	21.43	21.66	21.57	21.69	21.92	21.76	22.20	22.97
FeO	20.39	20.66	20.68	21.00	21.84	20.83	20.72	20.94	22.16	20.68	19.64	16.89
MnO	11.08	10.83	10.60	9.83	10.79	10.04	9.75	10.31	9.44	10.38	10.96	9.78
MgO	1.25	1.46	1.49	1.70	1.86	1.75	1.66	1.69	1.90	1.53	1.22	1.47
CaO	9.35	8.75	9.24	8.70	7.41	8.90	9.53	8.64	8.19	9.14	9.83	9.69
Total	100.09	100.58	101.20	100.36	101.39	101.78	101.80	101.97	102.20	102.51	102.94	102.32
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes												
Si	2.94	3.00	2.97	2.99	2.99	3.01	3.00	3.01	3.00	3.03	3.02	3.20
Al	2.00	1.97	2.00	2.00	1.99	2.01	1.99	2.01	2.02	2.02	2.04	2.29
Ti	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-
Fe ²⁺	1.36	1.38	1.36	1.39	1.44	1.36	1.36	1.37	1.45	1.35	1.27	1.09
Mn	0.75	0.73	0.71	0.66	0.72	0.67	0.65	0.68	0.62	0.68	0.72	0.64
Mg	0.15	0.17	0.18	0.20	0.22	0.20	0.19	0.20	0.22	0.18	0.14	0.17
Ca	0.80	0.75	0.78	0.74	0.63	0.75	0.80	0.72	0.68	0.76	0.82	0.80
Total	8.00	8.00	8.00	7.99	8.00	8.01	8.00	8.00	8.00	8.03	8.02	8.19
Alm	42.19	45.16	44.09	46.44	47.77	45.76	45.28	46.06	48.60	45.32	43.16	40.38
Sps	25.51	24.28	23.79	22.10	24.05	22.34	21.58	22.97	20.97	23.04	24.39	23.68
Prp	5.06	5.76	5.88	6.72	7.29	6.85	6.46	6.62	7.42	5.98	4.78	6.26
Grs	20.96	23.72	23.39	24.04	19.92	24.52	26.12	23.70	22.60	25.25	27.26	29.68
Adr	6.28	1.09	2.84	0.70	0.97	0.53	0.56	0.65	0.41	0.41	0.41	-

Table 9.4: suite.

	36G1.B1	36G1.1	36G1.2	36G1.3	36G1.4	36G1.5	36G1.6	36G1.7
SiO ₂	38.26	38.10	37.83	38.22	38.50	38.33	38.67	38.35
TiO ₂	0.13	0.17	0.02	0.06	0.16	0.10	0.35	0.16
Al ₂ O ₃	21.39	21.84	22.11	21.81	21.70	21.60	21.77	21.93
FeO	18.76	20.20	17.89	21.17	20.60	20.47	21.19	20.61
MnO	12.36	11.24	10.85	9.80	11.04	10.81	9.81	11.16
MgO	1.01	1.43	0.74	1.86	1.72	1.63	1.68	1.60
CaO	10.02	9.07	11.73	8.44	8.67	9.18	8.78	9.14
Total	101.94	102.05	101.17	101.33	102.40	102.11	102.23	102.94
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes								
Si	3.00	2.98	2.97	3.00	3.00	2.99	3.02	2.97
Al	1.98	2.02	2.05	2.02	1.99	1.99	2.02	2.01
Ti	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	0.02	0.01
Fe ²⁺	1.23	1.32	1.18	1.39	1.34	1.34	1.38	1.34
Mn	0.82	0.74	0.72	0.65	0.73	0.72	0.65	0.73
Mg	0.12	0.17	0.09	0.22	0.20	0.19	0.20	0.18
Ca	0.84	0.76	0.99	0.71	0.72	0.77	0.73	0.76
Total	8.00	8.00	8.00	7.99	7.99	8.01	8.02	8.00
Alm	40.79	44.10	39.56	46.81	44.83	44.22	46.71	43.77
Sps	27.29	24.91	24.30	21.95	24.33	23.84	21.90	24.57
Prp	3.92	5.57	2.92	7.33	6.67	6.33	6.60	6.20
Grs	27.44	24.78	33.17	23.73	23.70	24.78	23.75	23.44
Adr	0.55	0.65	0.06	0.18	0.47	0.83	1.04	2.02

Suite de la table 9.4.

	36G1.C	36G1.9	36G1.10	36G1.11	36G1.12	36G1.13	36G1.B2
SiO ₂	38.35	37.97	38.67	37.44	38.01	38.14	37.98
TiO ₂	0.16	0.27	0.08	0.05	0.06	0.05	-
Al ₂ O ₃	21.93	21.13	21.81	21.83	21.74	21.48	21.47
FeO	20.61	20.53	20.50	21.48	21.34	22.06	21.34
MnO	11.16	11.06	10.12	9.75	9.77	10.01	10.36
MgO	1.60	1.54	1.55	1.83	1.69	1.85	1.78
CaO	9.14	8.77	9.45	8.56	8.62	8.09	8.12
Total	102.94	101.97	102.17	100.93	101.24	101.69	101.05
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes							
Si	2.97	3.00	3.02	2.96	2.99	3.00	3.00
Al	2.01	1.97	2.02	1.93	2.02	1.98	2.00
Ti	0.01	0.02	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1.34	1.35	1.34	1.42	1.41	1.45	1.41
Mn	0.73	0.74	0.67	0.65	0.65	0.67	0.69
Mg	0.18	0.18	0.18	0.22	0.20	0.22	0.21
Ca	0.76	0.74	0.79	0.72	0.73	0.68	0.69
Total	8.00	8.00	8.02	8.00	8.00	8.00	8.00
Alm	43.77	44.83	44.94	46.21	47.12	47.86	47.00
Sps	24.57	24.54	22.47	22.04	21.85	22.21	23.11
Prp	6.20	6.01	6.05	7.28	6.65	7.22	6.99
Grs	23.44	23.59	26.30	21.74	24.21	21.87	22.91
Adr	2.02	1.02	0.24	2.73	0.18	0.84	-

Table 9.5: suite.

	37G1.B1	37G1.1	37G1.2	37G1.3	37G1.4	37G1.5	37G1.6	37G1.7	37G1.8	37G1.C	37G1.B2
SiO ₂	37.47	37.56	36.81	37.29	36.86	37.15	37.65	37.38	37.11	37.43	39.48
TiO ₂	0.01	0.07	0.07	0.09	0.34	0.03	0.29	0.33	0.21	0.20	0.03
Al ₂ O ₃	21.13	20.45	20.45	20.69	20.62	20.70	20.36	20.41	20.42	20.63	21.30
Cr ₂ O ₃	0.08	-	0.02	-	0.08	0.03	0.01	-	0.02	-	-
FeO	24.21	22.59	25.54	21.52	27.56	28.06	26.57	25.47	25.48	24.51	24.03
MnO	8.72	7.98	10.97	8.34	7.17	7.01	7.51	8.21	8.99	8.64	7.55
MgO	1.56	1.47	1.31	1.48	1.75	1.77	1.59	1.58	1.50	1.51	1.77
CaO	9.64	9.86	5.98	10.24	6.93	6.82	7.45	7.47	7.24	7.60	8.35
Total	102.83	99.99	101.16	99.66	101.35	101.58	101.43	100.84	100.98	100.53	102.52
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes											
Si	2.92	3.00	2.94	2.98	2.93	2.94	2.99	2.98	2.96	2.99	3.08
Al	1.94	1.93	1.93	1.96	1.93	1.94	1.90	1.92	1.92	1.94	2.03
Ti	1.58	-	-	0.01	0.02	-	0.02	0.02	0.01	0.01	-
Cr	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	1.51	1.71	1.44	1.83	1.86	1.76	1.70	1.70	1.64	1.57
Mn	0.58	0.54	0.74	0.57	0.48	0.47	0.50	0.55	0.61	0.58	0.50
Mg	0.18	0.18	0.16	0.18	0.21	0.21	0.19	0.19	0.18	0.18	0.21
Ca	0.80	0.84	0.51	0.88	0.59	0.58	0.63	0.64	0.62	0.65	0.70
Total	8.00	8.00	8.00	8.02	7.99	8.00	7.99	8.00	8.00	7.99	8.09
Alm	46.53	48.12	52.11	45.81	56.60	57.27	55.86	53.99	52.75	52.87	52.78
Sps	19.71	17.97	25.21	18.91	16.36	15.97	16.80	18.48	20.43	19.47	16.80
Prp	6.20	5.82	5.30	5.90	7.03	7.10	6.26	6.26	6.00	5.99	6.93
Grs	16.03	24.71	8.36	25.56	10.47	10.68	15.96	16.35	13.48	18.55	23.41
Adr	11.28	3.38	8.96	3.81	9.28	8.88	5.09	4.92	7.28	3.12	0.09
Uvr	0.25	-	0.06	-	0.26	0.10	0.03	-	0.06	-	-

Table 10.1: amphiboles syn-D₂ des metabasites de Lalla Tittaf.

	34Am1.1	34Am2.1	35Am1.1	35Am2.1	36Am1.1	37Am1.1	37Am2.1	37Am3.1	38Am1.1
SiO ₂	46.58	49.02	45.71	45.83	43.75	43.02	43.01	44.45	47.74
TiO ₂	0.31	0.23	0.31	0.22	0.42	0.56	0.58	0.52	0.44
Al ₂ O ₃	11.93	8.99	12.08	12.82	16.02	15.07	15.53	13.87	7.70
FeO	13.87	13.50	15.53	14.59	14.28	16.34	15.58	15.71	19.68
MnO	0.69	0.51	0.61	0.69	0.72	0.42	0.47	0.60	0.33
MgO	11.24	12.94	10.48	10.70	9.85	9.07	9.15	9.73	11.34
CaO	12.05	11.91	11.92	12.06	10.94	11.81	11.95	11.98	9.89
Na ₂ O	0.87	0.72	1.22	0.99	1.28	1.12	1.18	1.13	0.85
K ₂ O	0.27	0.13	0.46	0.29	0.28	0.50	0.44	0.35	0.15
Total	97.81	97.95	98.32	98.19	97.54	97.91	97.89	98.34	98.12
Cations = 13 (Ca, Na et K excluts)									
Si	6.74	7.02	6.65	6.63	6.31	6.30	6.29	6.46	6.84
Al ^{IV}	1.26	0.98	1.35	1.37	1.69	1.70	1.71	1.54	1.16
Al ^{VI}	0.78	0.54	0.73	0.82	1.03	0.90	0.96	0.83	0.14
Ti	0.03	0.02	0.03	0.02	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05
Fe ³⁺	0.38	0.52	0.40	0.43	0.78	0.55	0.45	0.46	1.63
Mg	2.42	2.76	2.27	2.31	2.12	1.98	1.99	2.11	2.42
Fe ²⁺	1.30	1.10	1.49	1.33	0.94	1.44	1.46	1.45	0.72
Mn	0.08	0.06	0.07	0.08	0.09	0.05	0.06	0.07	0.04
Ca	1.87	1.83	1.86	1.87	1.69	1.85	1.87	1.86	1.52
Na (M4)	0.13	0.17	0.14	0.13	0.31	0.15	0.13	0.13	0.24
Na (A)	0.11	0.03	0.20	0.15	0.05	0.17	0.21	0.18	0.03
K	0.05	0.03	0.08	0.05	0.05	0.09	0.08	0.06	0.03
Total	15.16	15.05	15.29	15.20	15.10	15.26	15.29	15.25	14.78

Table 10.2: amphiboles syn-D₂ des metabasites de Lalla Tittaf.

	34Am3.1	36Am2.1	36Am3.1	37Am4.1	38Am6.1	38Am7.1	38Am8.1
SiO ₂	48.39	43.24	43.54	42.13	47.91	45.46	46.29
TiO ₂	0.17	0.45	0.31	0.56	0.39	0.43	0.63
Al ₂ O ₃	9.39	16.37	15.81	15.72	8.32	10.07	9.06
FeO	14.71	15.90	15.82	16.38	18.09	19.55	18.85
MnO	0.44	0.76	0.78	0.42	0.14	0.21	0.20
MgO	11.94	8.46	8.63	8.48	11.35	10.20	10.23
CaO	12.01	11.55	11.81	12.26	11.10	11.05	11.27
Na ₂ O	0.53	1.16	0.98	1.20	0.83	1.11	1.07
K ₂ O	0.21	0.26	0.40	0.49	0.15	0.19	0.21
Total	97.79	98.15	98.08	97.64	98.28	98.27	97.78
13 cations (Ca,Na et K exclus)							
Si	6.98	6.28	6.35	6.23	6.91	6.61	6.79
Al ^{IV}	1.01	1.71	1.65	1.76	1.09	1.39	1.21
Al ^{VI}	0.58	1.09	1.07	1.00	0.32	0.34	0.35
Ti	0.02	0.05	0.03	0.06	0.04	0.05	0.07
Fe ³⁺	0.49	0.55	0.48	0.33	1.00	1.16	0.83
Mg	2.57	1.83	1.87	1.87	2.44	2.21	2.24
Fe ²⁺	1.28	1.38	1.45	1.70	1.18	1.21	1.48
Mn	0.05	0.09	0.10	0.05	0.02	0.03	0.02
Ca	1.86	1.80	1.84	1.94	1.71	1.72	1.77
Na (M4)	0.14	0.20	0.15	0.06	0.23	0.28	0.23
Na (A)	0.01	0.13	0.12	0.29	-	0.03	0.07
K	0.04	0.05	0.07	0.09	0.03	0.03	0.04
Total	15.04	15.17	15.20	15.38	14.97	15.07	15.11

Table 10.3: suite.

	38Am2.1	38Am3.1	38Am4.1	38Am5.1
SiO ₂	46.23	47.55	44.79	45.70
TiO ₂	0.45	0.47	0.56	0.64
Al ₂ O ₃	9.55	7.88	10.81	9.76
FeO	19.02	17.72	18.85	18.75
MnO	0.13	0.25	0.19	0.34
MgO	10.42	11.34	9.77	10.07
CaO	11.49	11.35	11.26	11.35
Na ₂ O	1.24	0.96	1.40	1.21
K ₂ O	0.23	0.14	0.19	0.21
Total	98.76	97.66	97.82	98.03
13 cations (Ca,Na et K excluds)				
Si	6.72	6.93	6.58	6.70
Al ^{IV}	1.28	1.07	1.42	1.30
Al ^{VI}	0.36	0.29	0.45	0.39
Ti	0.05	0.05	0.06	0.07
Fe ³⁺	0.84	0.83	0.86	0.82
Mg	2.26	2.46	2.14	2.20
Fe ²⁺	1.47	1.33	1.46	1.48
Mn	0.02	0.03	0.02	0.04
Ca	1.79	1.77	1.77	1.78
Na (M4)	0.21	0.23	0.23	0.22
Na (A)	0.14	0.04	0.17	0.13
K	0.04	0.03	0.04	0.04
Total	15.18	15.07	15.21	15.17

Table 10.4: amphiboles des métadiabases de Lalla Tittaf.

	32Am1.1	32Am2.C	32Am2.B	32Am3.1	32Am4.C	32Am4.1	32Am4.B	33Am1.C	33Am1.B
SiO ₂	44.29	53.65	46.10	46.90	53.42	54.19	44.99	55.18	46.02
TiO ₂	0.41	0.15	0.42	0.36	0.14	0.27	0.36	-	0.38
Al ₂ O ₃	15.20	3.86	11.97	12.36	3.64	5.03	13.96	3.05	13.49
FeO	15.42	12.12	15.90	14.98	12.67	12.72	15.97	10.29	12.80
MnO	0.37	0.22	0.26	0.23	0.19	0.35	0.31	0.21	0.34
MgO	10.03	6.31	11.46	11.72	15.53	15.44	10.04	17.96	12.12
CaO	11.29	12.58	11.83	11.25	12.63	11.96	11.58	12.39	12.15
Na ₂ O	1.42	0.32	1.06	1.41	0.29	0.49	1.34	0.56	1.04
K ₂ O	0.32	0.07	0.28	0.19	0.16	0.12	0.28	0.19	0.12
Total	98.75	99.28	99.28	99.40	98.67	100.57	98.83	99.83	98.46
13 cations (Ca, Na et K excluts)									
Si	6.35	7.50	6.58	6.63	7.57	7.47	6.48	7.60	6.55
Al ^{IV}	1.65	0.50	1.42	1.37	0.43	0.53	152	0.39	1.44
Al ^{VI}	0.92	0.14	0.59	0.69	0.18	0.29	0.85	0.10	0.82
Ti	0.04	0.02	0.04	0.04	0.01	0.03	0.04	-	0.04
Fe ³⁺	0.72	0.45	0.78	0.77	0.27	0.49	0.60	0.45	0.53
Mg	2.14	3.40	2.44	2.47	3.28	3.17	2.15	3.69	2.57
Fe ²⁺	1.13	0.96	1.11	1.00	1.23	0.97	1.32	0.73	1.00
Mn	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04
Ca	1.73	1.88	1.81	1.70	1.92	1.78	1.79	1.83	1.85
Na (M4)	0.27	0.09	0.19	0.30	0.08	0.13	0.21	0.15	0.15
Na (A)	0.13	-	0.10	0.09	-	-	0.16	-	0.14
K	0.06	0.01	0.05	0.03	0.03	0.02	0.05	0.03	0.02
Total	15.19	14.98	15.15	15.12	15.03	14.92	15.21	15.01	15.16

Table 10.5: suite.

	33Am2.1	33Am3.C	33Am3.B	33Am4.1
SiO ₂	43.80	54.44	44.03	44.56
TiO ₂	0.43	0.03	0.42	0.25
Al ₂ O ₃	15.80	3.61	15.67	17.56
FeO	14.14	10.39	14.00	13.31
MnO	0.36	0.26	0.26	0.26
MgO	10.39	17.32	10.48	9.22
CaO	12.12	12.86	12.09	11.80
Na ₂ O	1.18	0.23	1.19	1.57
K ₂ O	0.10	0.04	0.16	0.09
Total	98.32	99.18	98.030	98.62
13 cations (Ca, Na et K exclus)				
Si	6.30	7.57	6.33	6.40
Al ^{IV}	1.70	0.45	1.67	1.60
Al ^{VI}	0.98	0.17	0.99	1.37
Ti	0.05	-	0.04	0.03
Fe ³⁺	0.54	0.35	0.50	0.09
Mg	2.23	3.59	2.25	1.97
Fe ²⁺	1.16	0.86	1.19	1.50
Mn	0.04	0.03	0.03	0.03
Ca	1.87	1.92	1.86	1.81
Na (M4)	0.13	0.06	0.14	0.18
Na (A)	0.20	-	0.19	0.25
K	0.02	0.01	0.03	0.02
Total	15.22	14.99	15.22	15.27

Table 11: biotites des metabasites de Lalla Tittaf.

	32Bi1.1	32Bi2.1	33Bi1.1	33Bi2.1
SiO ₂	36.70	35.80	37.01	36.00
TiO ₂	1.77	1.68	2.67	2.14
Al ₂ O ₃	16.82	16.48	17.08	16.69
FeO	18.79	18.45	16.91	18.43
MnO	0.11	0.17	0.08	0.12
MgO	12.49	12.41	12.09	10.95
CaO	0.07	0.03	0.11	-
Na ₂ O	0.03	0.04	-	0.06
K ₂ O	7.67	8.08	8.50	8.69
Total	94.46	93.14	94.44	93.08

Cations calculés sur la base de 11 oxygènes

Si	2.74	2.73	2.77	2.78
Al ^{IV}	1.26	1.27	1.23	1.22
Al ^{VI}	0.23	0.21	0.28	0.30
Ti	0.10	0.10	0.15	0.12
Fe ²⁺	1.17	1.17	1.06	1.19
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.39	1.41	1.35	1.26
Ca	0.01	-	0.01	-
Na	-	0.01	-	0.01
K	0.73	0.79	0.81	0.86
Total	7.63	7.70	7.67	7.75
Ti-Bio	9.95	9.63	15.05	12.42
Talc-Minn	2.83	20.58	17.83	13.57
Mus	-	-	-	-
East-Sid	22.70	21.02	28.33	29.56
Wones	0.43	0.59	-	0.90
Flog-Ann	41.08	48.18	38.78	43.56

Table 12: oxydes de Fe-Ti des metabasites de Lalla Tittaf.

	33Il1.1	35Il1.1	37Il1.1	37Il2.1	37Il3.1	38Il1.1	38Il2.1	38Il3.1
SiO ₂	0.14	0.20	0.07	0.08	0.14	-	0.02	0.05
TiO ₂	53.94	54.11	54.69	54.04	53.03	52.63	53.24	52.59
Al ₂ O ₃	0.06	-	0.03	-	-	-	-	0.01
FeO	42.62	38.88	42.34	41.83	44.09	46.71	49.15	47.70
MnO	3.46	5.26	4.81	4.64	3.51	0.96	1.12	1.03
MgO	0.20	0.36	0.14	0.19	0.02	0.02	0.05	0.08
Total	99.82	98.26	101.93	100.17	100.79	100.16	103.33	101.32
(Cations =2)								
Si	-	0.01	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	1.02	1.04	1.02	1.02	1.00	1.00	0.97	0.98
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	0.01	0.05	0.03
Fe ²⁺	0.90	0.83	0.88	0.88	0.92	0.97	0.95	0.96
Mn	0.07	0.11	0.10	0.10	0.07	0.02	0.02	0.02
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-
Total	2.00	2.00	2.01	2.01	1.99	2.00	1.99	1.99
FeAlO ₃	0.17	-	0.09	-	-	-	-	0.03
FeSiO ₃	0.34	0.49	0.17	0.20	0.35	-	0.05	0.12
Pirophanite	7.19	10.90	9.88	6.65	7.43	2.05	2.31	2.17
Geikialite	0.73	1.31	0.51	0.70	0.07	0.07	0.18	0.30
Ilménite	86.91	79.02	85.62	85.71	91.78	97.47	94.94	95.80
Hématite	-	-	-	-	-	0.41	2.52	1.58
Rutile	4.65	8.28	3.74	3.74	0.36	-	-	-

Table 13: épidotes des metabasites de Lalla Tittaf.

	32Epi1.1	34Epi1.1	35Epi1.1	37Epi1.1
SiO ₂	38.92	38.74	39.70	39.14
TiO ₂	0.03	0.16	0.04	0.17
Al ₂ O ₃	27.10	28.78	29.87	28.53
Fe ₂ O ₃	7.61	4.90	4.56	6.49
MnO	0.13	0.30	0.22	-
MgO	0.04	0.07	0.03	0.04
CaO	23.91	23.59	24.34	23.74
Na ₂ O	-	-	-	-
K ₂ O	-	0.06	-	-
Total	97.74	96.60	98.76	98.12

Cations calculés sur la base de 12.5 oxygènes

Si	3.04	3.03	3.03	3.02
Al	2.49	2.65	2.69	2.60
Ti	-	0.01	-	0.01
Fe ³⁺	0.45	0.29	0.26	0.38
Mn	0.01	0.02	0.01	-
Mg	-	0.01	-	-
Ca	2.00	1.98	1.99	1.97
Na	-	-	-	-
K	-	0.01	-	-
Total	7.99	8.00	7.98	7.98
Pist	15.31	9.86	8.81	12.75
Clz	84.69	90.14	91.19	87.25

Table 14: blastés de plagioclases des métabasites de Lalla Tittaf.

	32Pg1.1	32Pg2.1	33Pg1.1	33Pg2.1	34Pg1.1	34Pg2.1	35Pg1.1	35Pg2.1	36Pg1.1	37Pg1.1	37Pg2.1
SiO ₂	60.77	61.80	55.50	52.93	58.06	58.76	54.68	58.86	62.51	56.12	57.89
TiO ₂	0.06	0.08	0.11	0.02	0.06	-	0.01	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	24.12	22.97	28.76	31.08	26.64	25.40	27.71	25.83	23.77	27.07	26.54
FeO	-	0.31	0.34	0.33	0.04	0.07	0.07	0.09	-	0.11	0.16
MnO	-	-	-	0.03	-	0.02	0.03	0.05	0.05	0.04	-
MgO	0.01	0.28	0.15	0.13	0.04	0.05	-	0.01	-	-	0.01
CaO	6.01	5.31	10.73	12.53	8.46	7.83	10.05	7.61	5.33	9.53	8.65
Na ₂ O	7.88	8.28	5.17	4.27	6.60	6.24	5.86	6.87	7.98	6.02	6.73
K ₂ O	0.11	0.13	0.11	0.08	0.11	0.09	0.06	0.17	0.19	0.09	0.08
Total	98.96	99.17	100.84	101.39	100.01	98.46	98.46	99.49	99.83	99.00	100.08
Cations calculés sur la base de 8 oxygènes											
Si	3.75	3.80	3.41	3.25	3.57	3.65	3.44	3.63	3.81	3.50	3.56
Al	1.75	1.67	2.08	2.25	1.93	1.86	2.05	1.88	1.71	1.99	1.93
Ti	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	0.31	0.02	0.02	-	-	-	-	-	0.01	0.01
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	0.28	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0.40	5.31	0.71	0.83	0.56	0.52	0.68	0.50	0.35	0.64	0.57
Na	0.94	8.28	0.62	0.51	0.79	0.75	0.71	0.82	0.94	0.73	0.80
K	0.01	0.13	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	6.85	6.87	6.87	6.88	6.86	6.79	6.88	6.84	6.82	6.88	6.88
Ab	69.85	71.90	45.80	37.63	58.00	58.51	51.16	61.37	72.21	53.06	58.16
An	29.51	27.35	53.55	61.90	41.36	40.93	48.49	37.63	26.65	46.42	41.38
Or	0.64	0.74	0.64	0.46	0.64	0.55	0.34	1.00	1.13	0.52	0.45

Table 15: amphiboles des métadiabases de Ouled Abdellah (formation des Skhour) intercalées dans la zone à biotite (39Am) et celle à grenat (40Am et 41Am).

	41Am1.1	41Am2.1	41Am3.C	41Am3.B	40Am1.1	39Am1.C1	39Am1.C2	39Am1.B	39Am2.C	39Am2.B
SiO ₂	45.14	46.43	53.31	43.69	44.48	52.86	53.01	45.07	53.12	42.04
TiO ₂	0.30	0.31	0.09	0.39	0.37	0.18	0.09	0.42	0.07	0.37
Al ₂ O ₃	12.70	12.14	4.53	15.08	15.25	4.50	4.40	13.46	3.09	14.56
FeO	15.35	16.18	13.82	16.56	16.88	13.91	13.89	17.10	13.61	16.96
MnO	0.22	0.67	0.25	0.17	0.26	0.26	0.21	0.13	0.15	0.16
MgO	10.52	10.11	14.93	8.34	8.36	13.40	13.94	8.98	14.73	8.39
CaO	11.72	11.72	11.82	11.86	11.40	12.46	12.16	11.97	12.32	11.82
Na ₂ O	1.20	1.11	0.35	1.39	1.28	0.35	0.08	1.18	0.28	1.37
K ₂ O	0.21	0.24	0.12	0.32	0.38	0.13	0.10	0.31	0.09	0.41
Total	97.36	98.91	99.22	97.80	98.66	98.05	97.88	98.62	97.46	96.08
13 cations (Ca,Na et K exclus)										
Si	6.59	6.69	7.47	6.44	6.46	7.62	7.59	6.58	7.65	6.33
Al ^{IV}	1.41	1.30	0.53	1.56	1.54	0.37	0.41	1.42	0.35	1.67
Al ^{VI}	0.78	0.76	0.22	1.06	1.07	0.39	0.33	0.90	0.17	0.92
Ti	0.03	0.03	0.01	0.04	0.04	0.02	0.01	0.05	0.01	0.04
Fe ³⁺	0.52	0.50	0.62	0.21	0.41	-	0.29	0.30	0.26	0.37
Mg	2.29	2.17	3.12	1.83	1.81	2.88	2.97	1.95	3.16	1.88
Fe ²⁺	1.35	1.45	1.00	1.83	1.63	1.68	1.37	1.79	1.37	1.76
Mn	0.03	0.08	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Ca	1.83	1.81	1.77	1.87	1.77	1.93	1.86	1.87	1.90	0.91
Na (M4)	0.17	0.19	0.09	0.13	0.23	0.07	0.02	0.13	0.08	0.09
Na (A)	0.17	0.12	-	0.27	0.13	0.02	-	0.21	-	0.31
K	0.04	0.04	0.02	0.06	0.07	0.02	0.02	0.06	0.02	0.08
Total	15.21	15.16	14.89	15.33	15.20	15.05	14.90	15.26	15.00	15.39

Table 16: oxydes de Fe-Ti des métadiabases de Ouled Abdellah intercalées dans les métapélites de la zone à grenat.

	40Il1.1	41Il1.1	41Il2.1
SiO ₂	0.27	0.24	0.17
TiO ₂	53.55	53.34	53.80
Al ₂ O ₃	0.01	0.01	-
FeO	44.05	44.23	45.96
MnO	1.61	1.57	1.78
MgO	0.39	0.09	0.11
Total	99.43	99.14	101.54

(Cations = 2)

Si	0.01	0.01	-
Al	-	-	-
Ti	1.02	1.02	1.00
Fe ³⁺	-	-	-
Fe ²⁺	0.93	0.94	0.95
Mn	0.03	0.03	0.04
Mg	0.01	-	-
Total	2.00	2.00	1.99

FeAlO ₃	0.03	0.03	-
FeSiO ₃	0.67	0.59	0.42
pirophanite	3.36	3.29	3.71
Geikialite	1.43	0.33	0.40
Ilménite	90.15	91.01	94.18
Hématite	-	-	-
Rutile	4.36	4.74	1.28

Table 17: plagioclases des métabasites de Ouled Abdellah
intercalées dans les métapélites à grenat.

	40Pg1.1	41Pg1.1	41Pg2.1
SiO ₂	61.95	60.56	61.39
TiO ₂	0.01	-	0.03
Al ₂ O ₃	23.67	24.10	23.93
FeO	0.20	0.14	0.76
MnO	-	-	0.01
MgO	0.05	-	0.15
CaO	5.06	5.52	5.03
Na ₂ O	8.20	9.22	7.81
K ₂ O	0.11	0.32	0.05
Total	99.25	99.85	99.15
(O=8)			
Si	3.80	3.72	3.77
Al	1.71	1.75	1.73
Ti	-	-	-
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.04
Mn	-	-	-
Mg	-	-	0.01
Ca	0.33	0.36	0.33
Na	0.97	1.10	0.93
K	0.01	0.03	-
Total	6.83	6.97	6.81
Ab	73.83	73.87	72.73
An	25.52	24.44	26.96
Or	0.65	1.69	0.31

Analyses chimiques des phases minéralogiques des roches calco-silicatées

Table 18.1: grenats syn-D₁.

	42G1.B1	42G1.1	42G1.2	42G1.3	42G1.4	42G1.C	42G1.6	42G1.7	42G1.8	42G1.B2
SiO ₂	37.44	38.66	38.05	37.63	37.52	37.79	37.47	37.68	38.31	38.30
TiO ₂	0.03	0.08	0.16	0.17	0.15	0.11	0.29	0.10	0.06	0.03
Al ₂ O ₃	20.39	20.58	20.67	20.83	20.55	20.20	20.75	20.40	20.56	20.60
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.05	0.02	-	-	0.08	-	-
FeO	26.90	27.39	29.16	32.55	31.14	31.12	31.40	31.79	29.87	29.59
MnO	5.52	5.31	3.80	2.81	6.52	7.12	6.52	2.25	2.88	2.91
MgO	1.14	1.30	1.12	1.04	0.96	0.97	0.96	1.10	1.15	1.20
CaO	9.94	9.85	9.82	7.43	5.08	5.05	5.78	8.47	9.26	9.49
Total	101.37	102.88	102.78	102.51	101.95	102.37	103.17	101.86	102.09	102.12
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes										
Si	2.96	2.99	2.97	2.97	2.99	3.01	2.95	2.98	3.02	3.01
Al	1.91	1.89	1.91	1.93	1.93	1.90	1.93	1.91	1.92	1.92
Ti	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-
Fe ²⁺	1.78	1.79	1.91	2.15	2.07	2.07	2.07	2.10	1.97	1.95
Mn	0.37	0.35	0.25	0.19	0.44	0.48	0.44	0.15	0.19	0.19
Mg	0.13	0.15	0.13	0.12	0.11	0.11	0.11	0.13	0.13	0.14
Ca	0.84	0.82	0.82	0.63	0.43	0.43	0.49	0.72	0.78	0.80
Total	7.99	7.99	8.00	8.00	7.98	8.01	8.01	8.01	8.01	8.01
Alm	54.55	55.78	59.63	68.51	67.06	65.97	65.12	66.57	63.30	62.37
Sps	12.48	11.71	8.43	6.30	14.68	15.92	14.65	5.05	6.36	6.43
Prp	4.54	5.04	4.37	4.10	3.80	3.82	3.80	4.34	4.47	4.67
Grs	20.09	21.47	20.70	15.03	10.73	9.84	8.72	17.72	22.95	23.13
Adr	8.34	6.00	6.87	5.89	3.67	4.45	7.71	6.07	2.92	3.40
Uvr	-	-	-	0.16	0.06	-	-	0.25	-	-

Table 18.2: suite.

	43G1.B1	43G1.1	43G1.2	43G1.3	43G1.C	43G1.5	43G1.6	43G1.7	43G1.B2
SiO ₂	36.86	37.02	37.10	37.09	37.43	37.08	37.97	37.95	38.53
TiO ₂	0.07	0.11	0.11	0.08	0.26	0.13	0.20	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	20.65	20.47	20.49	20.48	20.52	20.15	20.32	20.74	21.12
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0.03	-	-	-
FeO	26.41	27.32	32.43	30.66	29.13	31.72	32.42	30.30	27.68
MnO	4.64	4.22	3.93	6.82	7.18	5.56	2.26	3.77	4.18
MgO	1.43	1.43	0.99	0.69	0.58	0.79	1.13	1.48	1.49
CaO	10.23	9.62	6.27	5.77	6.07	5.74	7.28	7.84	9.12
Total	100.29	100.18	101.32	101.59	101.18	101.22	101.58	102.09	102.18
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes									
Si	2.94	2.96	2.97	2.97	3.01	2.98	3.02	2.99	3.02
Al	1.94	1.93	1.93	1.93	1.95	1.91	1.93	1.93	1.97
Ti	-	0.01	0.01	-	0.02	0.01	0.01	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1.77	1.83	2.17	2.05	1.96	2.13	2.16	1.99	1.81
Mn	0.31	0.29	0.27	0.46	0.49	0.38	0.15	0.25	0.28
Mg	0.17	0.17	0.12	0.08	0.07	0.09	0.13	0.17	0.17
Ca	0.87	0.82	0.54	0.49	0.52	0.49	0.62	0.66	0.77
Total	8.00	8.01	8.01	7.98	8.02	7.99	8.02	7.99	8.02
Alm	53.88	56.84	69.01	65.04	64.25	67.62	70.10	63.65	59.72
Sps	10.65	9.63	8.95	15.55	16.16	12.67	5.02	8.41	9.18
Prp	5.77	5.74	3.97	2.77	2.30	3.17	4.42	5.81	5.76
Grs	20.55	20.34	11.84	10.43	15.76	10.45	18.33	17.42	24.74
Adr	9.14	7.45	6.23	6.22	1.52	5.99	2.14	4.70	0.59
Uvr	-	-	-	-	-	0.10	-	-	-

Table 18.3: suite.

	44G1.B1	44G1.1	44G1.2	44G1.3	44G1.C	44G1.5	44G1.6	44G1.7	44G1.B2
SiO ₂	37.25	37.50	37.59	37.82	42.25	38.38	37.55	37.86	42.13
TiO ₂	0.15	0.11	0.14	0.16	0.21	0.17	0.17	0.08	0.03
Al ₂ O ₃	20.54	20.40	20.60	20.60	20.71	20.30	20.62	20.34	20.55
Cr ₂ O ₃	0.02	0.07	0.05	-	0.15	-	0.11	-	-
FeO	21.91	20.94	19.03	19.07	15.81	17.56	18.30	22.15	19.07
MnO	6.80	7.57	9.39	9.60	6.53	8.14	8.67	7.33	6.40
MgO	1.13	0.99	1.02	0.94	0.60	0.88	1.04	1.05	0.91
CaO	10.81	11.52	11.81	12.41	10.24	12.44	12.56	10.55	8.94
Total	98.61	99.11	99.64	100.61	96.51	97.88	99.02	99.37	98.04
Cations calculés sur la base de 12 oxygènes									
Si	3.01	3.02	3.01	3.00	3.46	3.11	3.01	3.04	3.42
Al	1.97	1.95	1.95	1.92	2.47	2.05	1.96	1.97	2.38
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-
Cr	-	-	-	-	0.01	-	0.01	-	-
Fe ²⁺	1.48	1.41	1.27	1.27	1.08	1.19	1.23	1.49	1.29
Mn	0.47	0.52	0.64	0.64	0.45	0.56	0.59	0.50	0.44
Mg	0.14	0.12	0.12	0.11	0.07	0.11	0.12	0.13	0.11
Ca	0.94	0.99	1.01	1.05	0.90	1.08	1.08	0.91	0.78
Total	8.02	8.02	8.01	8.00	8.45	8.11	8.01	8.04	8.42
Alm	49.06	46.17	41.30	39.83	43.18	40.54	40.64	49.26	49.37
Sps	15.42	17.06	21.10	21.43	18.06	19.04	19.50	16.51	16.78
Prp	4.51	3.93	4.03	3.69	2.92	3.62	4.12	4.16	4.20
Grs	30.49	31.65	31.61	31.26	34.48	36.27	34.88	29.82	29.55
Adr	0.45	0.97	1.81	3.79	0.77	0.53	0.51	0.24	0.10
Uvr	0.06	0.22	0.16	-	0.58	-	0.35	-	-

Table 18.4: suite.

	45G1.B1	45G1.C	45G1.B2
SiO ₂	39.49	38.26	37.86
TiO ₂	0.09	0.07	0.11
Al ₂ O ₃	20.78	20.74	20.42
Cr ₂ O ₃	0.04	0.01	0.10
FeO	26.41	26.19	27.54
MnO	4.72	4.59	4.06
MgO	1.52	1.47	1.34
CaO	10.11	10.24	10.46
Total	103.16	101.58	101.90

Cations calculés sur la base de 12 oxygènes

Si	3.06	3.01	2.98
Al	1.96	1.93	1.89
Ti	0.01	-	0.01
Cr	"	-	0.01
Fe ²⁺	1.71	1.72	1.81
Mn	0.31	0.31	0.27
Mg	0.18	0.17	0.16
Ca	0.84	0.86	0.88
Total	8.07	8.00	8.01

Alm	56.37	55.50	56.13
Sps	10.20	10.15	9.06
Prp	5.78	5.72	5.26
Grs	27.27	25.89	22.05
Adr	0.26	2.72	7.18
Uvr	0.12	0.03	0.31

Table 19: amphiboles syn-D₁.

	42Am1.1	43Am1.1	44Am1.1	45Am1.1	42Am2.1	45Am2.1
SiO ₂	42.03	42.06	43.99	43.27	42.44	43.09
TiO ₂	0.47	0.34	0.40	0.41	0.39	0.42
Al ₂ O ₃	15.95	16.03	12.25	15.64	15.87	16.07
FeO	17.98	17.58	16.92	18.21	18.57	18.22
MnO	0.24	0.22	0.46	0.26	0.36	0.36
MgO	6.62	7.27	9.13	7.53	7.12	7.42
CaO	12.60	12.27	12.06	12.35	12.53	12.52
Na ₂ O	0.95	0.88	0.98	1.02	0.98	0.99
K ₂ O	0.55	0.50	0.59	0.52	0.51	0.54
Total	97.39	97.15	96.78	99.21	98.77	99.63
13 cations (Ca,Na et K excluds)						
Si	6.33	6.29	6.58	6.34	6.27	6.30
Al ^{IV}	1.67	1.71	1.42	1.66	1.73	1.70
Al ^{VI}	1.16	1.11	0.74	1.04	1.04	1.07
Ti	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05
Fe ³⁺	-	0.24	0.32	0.26	0.25	0.24
Mg	1.49	1.62	2.03	1.64	1.57	1.62
Fe ²⁺	2.26	1.96	1.79	1.97	2.05	1.98
Mn	0.03	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04
Ca	2.00	1.96	1.93	1.94	1.98	1.96
Na (M4)	-	0.03	0.07	0.06	0.01	0.04
Na (A)	0.28	0.22	0.22	0.23	0.27	0.24
K	0.11	0.09	0.11	0.10	0.10	0.10
Total	15.41	15.32	15.33	15.32	15.36	15.34

Table 20: plagioclases.

	42Pg1.1	43Pg1.1	44Pg1.1	45Pg1.1	45Pg2.1
SiO ₂	57.64	56.79	58.88	54.74	55.09
TiO ₂	0.03	0.01	0.05	-	-
Al ₂ O ₃	27.14	27.69	26.26	28.78	28.38
FeO	0.06	0.18	0.11	0.06	0.08
MnO	0.04	0.06	-	-	0.03
MgO	-	-	-	0.01	0.01
CaO	10.20	10.17	8.02	12.41	11.91
Na ₂ O	6.29	6.24	7.23	5.05	5.14
K ₂ O	0.04	0.05	0.08	0.06	0.05
Total	101.48	101.21	100.65	101.22	100.73
Cations calculés sur la base de 8 oxygènes					
Si	3.51	3.48	3.60	3.37	3.40
Al	1.95	2.00	1.89	2.09	2.06
Ti	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	0.01	0.01	-	-
Mn	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-
Ca	0.67	0.67	0.53	0.82	0.79
Na	0.74	0.74	0.86	0.60	0.61
K	-	-	0.01	-	-
Total	6.87	6.90	6.90	6.88	6.86
Ab	52.62	52.47	61.72	42.24	43.70
An	47.16	47.26	37.83	57.43	56.02
Or	0.22	0.28	0.45	0.33	0.28

Table 21: oxydes de Fe-Ti.

	42Il1.1	43Il1.1
SiO ₂	0.19	0.16
TiO ₂	56.28	54.91
Al ₂ O ₃	-	-
FeO	43.94	43.81
MnO	2.88	2.25
MgO	0.03	0.01
Total	103.21	100.95

(Cations = 2)

Si	-	-
Al	-	-
Ti	1.04	1.03
Fe ³⁺	-	-
Fe ²⁺	0.90	0.92
Mn	0.06	0.05
Mg	-	-
Total	2.00	2.00

FeAlO ₃	-	-
FeSiO ₃	0.45	0.39
Pirophanite	5.74	4.60
Geikialite	0.11	0.04
Ilménite	85.99	88.00
Hématite	-	-
Rutile	7.72	6.98

Table 20: plagioclases.

	42Pg1.1	43Pg1.1	44Pg1.1	45Pg1.1	45Pg2.1
SiO ₂	57.64	56.79	58.88	54.74	55.09
TiO ₂	0.03	0.01	0.05	-	-
Al ₂ O ₃	27.14	27.69	26.26	28.78	28.38
FeO	0.06	0.18	0.11	0.06	0.08
MnO	0.04	0.06	-	-	0.03
MgO	-	-	-	0.01	0.01
CaO	10.20	10.17	8.02	12.41	11.91
Na ₂ O	6.29	6.24	7.23	5.05	5.14
K ₂ O	0.04	0.05	0.08	0.06	0.05
Total	101.48	101.21	100.65	101.22	100.73
Cations calculés sur la base de 8 oxygènes					
Si	3.51	3.48	3.60	3.37	3.40
Al	1.95	2.00	1.89	2.09	2.06
Ti	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	0.01	0.01	-	-
Mn	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-
Ca	0.67	0.67	0.53	0.82	0.79
Na	0.74	0.74	0.86	0.60	0.61
K	-	-	0.01	-	-
Total	6.87	6.90	6.90	6.88	6.86
Ab	52.62	52.47	61.72	42.24	43.70
An	47.16	47.26	37.83	57.43	56.02
Or	0.22	0.28	0.45	0.33	0.28

Table 21: oxydes de Fe-Ti.

	42Il1.1	43Il1.1
SiO ₂	0.19	0.16
TiO ₂	56.28	54.91
Al ₂ O ₃	-	-
FeO	43.94	43.81
MnO	2.88	2.25
MgO	0.03	0.01
Total	103.21	100.95

(Cations = 2)

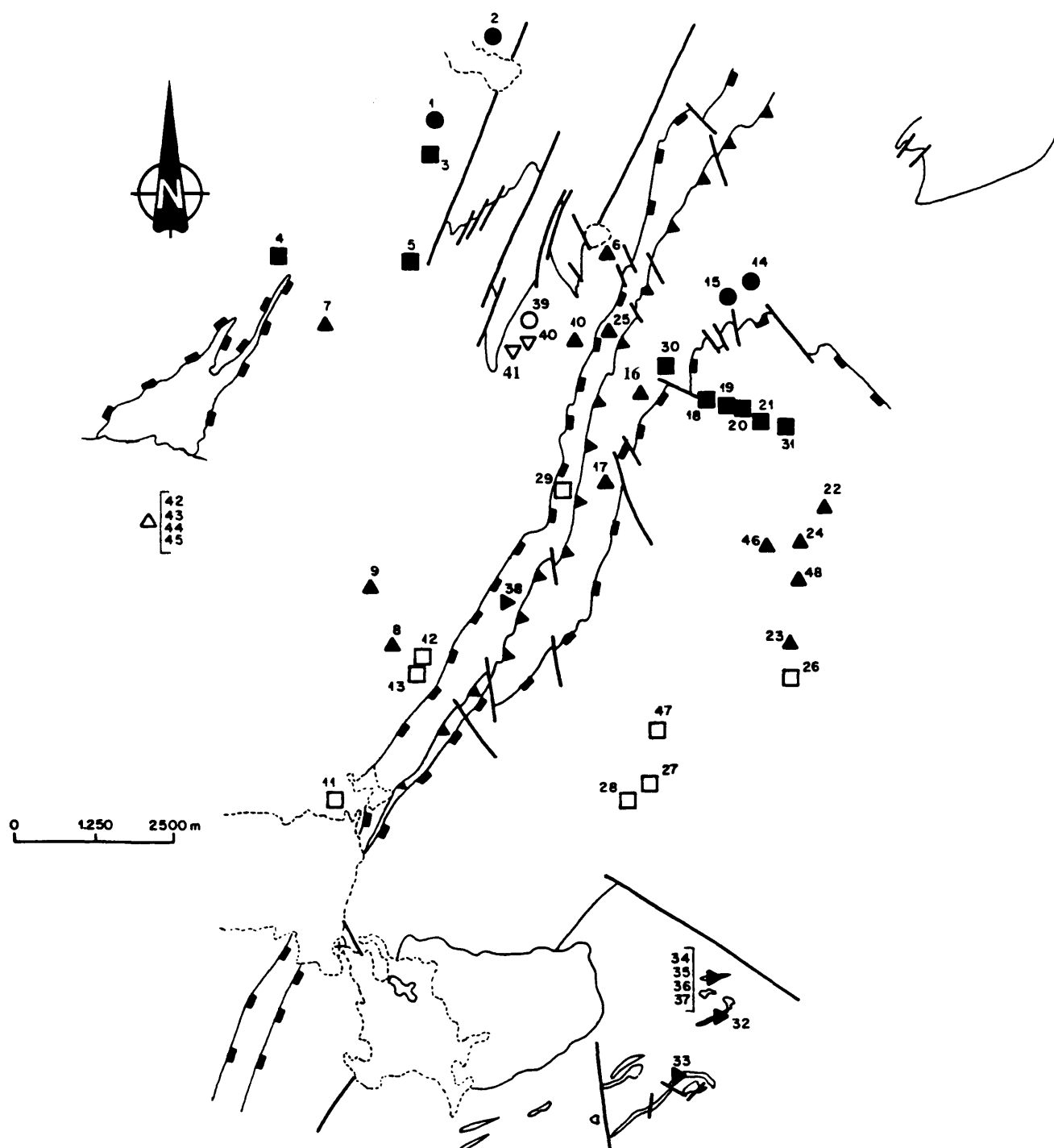
Si	-	-
Al	-	-
Ti	1.04	1.03
Fe ³⁺	-	-
Fe ²⁺	0.90	0.92
Mn	0.06	0.05
Mg	-	-
Total	2.00	2.00

FeAlO ₃	-	-
FeSiO ₃	0.45	0.39
Pirophanite	5.74	4.60
Geikialite	0.11	0.04
Ilménite	85.99	88.00
Hématite	-	-
Rutile	7.72	6.98

Table 22: analyses des plagioclases utilisés dans le GRIPS appliqué aux métapélites de la zone à grenat des Rehamna orientaux. 1, analyse n°3 de la table 31 de Deer et al. (1975); 2, plagioclase d’une épisénite amphibolique (Caballero, 1993).

	1	2
SiO ₂	64.10	61.22
TiO ₂	-	0.03
Al ₂ O ₃	22.66	23.44
FeO	0.31	-
MnO	-	-
MgO	0.25	-
CaO	3.26	6.10
Na ₂ O	9.89	8.12
K ₂ O	0.05	0.09
Total	100.52	99.13
Si	2.82	2.75
Al	1.17	-
Ti	-	1.24
Fe ²⁺	0.01	-
Mn	-	-
Mg	0.02	-
Ca	0.15	0.29
Na	0.84	0.71
K	-	0.01
Total	5.01	5
Ab	82.5	70
An	17.2	29
Or	0.3	1

CARTE DES ECHANTILLONS ANALYSES



Metapelites et semi-pélites

- Zone à chlorite
- Zone à biotite
- ▲ Zone à grenat
- Zone à staurotide

Métabasites

- Zone à biotite
- ▽ Zone à grenat
- ▶ Zone à staurotide

Roches calco-silicatées

- △ Zone à grenat